U. D. C. 55 (05)

地質調査所月報

第 10 卷　第 11 號

目　　次

報　文

渡辺和衛：静岡県大井川上流治山治水調査報告……1(941)
尾原信彦：静岡県大井川水系赤石・奥日向ダム地点地質調査概報……17(957)
小村幸二郎：紀伊半島中部地域の層状含銅硫化鉄鉱床調査報告
(その1)……23(963)
小村幸二郎：紀伊半島中部地域の層状含銅硫化鉄鉱床調査報告
(その2)……31(971)
山田正春：兵庫県関宮地区クロム鉄鉱鉱床調査報告……39(979)
本間一郎，高木慎一郎，古谷重政，田村芳雄：群馬県南東部容水地盤
電気探査報告
——関東西部地域調査　第11報—— ……55(995)
大滝忠雄，松田武雄：有明海南部ならびに長崎県三ツ瀬地区重力探査報告‥61(1001)

概　報

長崎県千々石珪石鉱床概査報告

資　料

鉱物の共生関係解析の熱力学的基礎

技術研究所
受
35. 3. 11
付
図書係
カード記入済
台帳記入済

工業技術院地質調査所

昭和34年11月

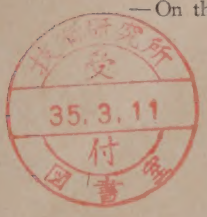
報　文

551.49 : 551.311.2(521.61)

静岡県大井川上流治山治水調査報告
——井川・畑薙貯水池の堆砂について——

渡　辺　和　衛*

Some Contributions to the Flood and Land Conservancy Investigations from the Geologic Points of View for the Source Area of the River Oi, Shizuoka Prefecture
—On the Sediment Accumulation of the Reservoirs at Ikawa and Hatanagi Electric Power Dams—



by
Kazue Watanabe

Abstract

This area is composed mainly of slate and sandstone which probably belong to the so-called "Undifferentiated Mesozoic". On the northern uppermost course, there is Paleozoic rock region on which the Mesozoic region is bordered by a tectonic line.

The investigator carried on this survey by the measuring methods in relation to the river specific discharge, rock weathering grade and field observation in the land slip regions. In addition to these methods, he newly applied the two topographical methods, i.e. the dissected grade competency of the land surface, and the erosional coefficient measurement over the whole area.

According to the results researched, there found higher correlations among those land configurations, hydrogeologic conditions, and dynamic movements of devastated materials. Especially the functional relation between the effective sediment accumulation and the erosional coefficient has been found. Its formula is as follows:

$$S=4.27e^{113c}+950$$

here

S: the amount of effective sediment (m^3/km^2)

C: erosion coefficient (km^3/km^2)

He estimated the amount of sediment accumulation of both reservoirs of hydroelectric dams at Ikawa and Hatanagi situated in the main upper course of the river.

要　旨

治山治水調査を，主として地質の観点から検討する目的をもつて，昭和32年度に大井川上流井川貯水池より以奥の調査を実施した。従来から実施してきた比流量測定・岩石風化状況調査・災害地地表地質調査のほかに，新しく地表解析度および侵食係数測定（主として室内作業）を加えて，定量的に山地荒廃状況を表現することができるよう試みた。その結果，在来の方式による調査結果と，新しく加えた調査結果との間に高い相関度を認め，この方法は荒廃地の実態把握に相当の貢献をなしうるものとわかつた。とくに計測困難とされていた堆砂量の計算にも，この新方法が意外の効果があり，将来実例が加えられるに従つて，正確な方法が確立する見透しが得られた。

* 地質部

1. 緒 言

治山治水の調査の対象地域として，本地域の調査を昭和32年度に実施した。

本地域は大井川の最上流部にあたり，赤石岳の高峻山地を控え，嶮阻な奥地であり，最近は井川地点に堤高100 m のダムが建設され，将来はこの上流の畑薙・赤石などの各地点に高い電源用ダムが建設される予定になつている。このうち畑薙地点は昭和32年11月から工事の序幕が始まつている。本川は東海道筋の「荒れ川」で，昔から洪水その他の災害の多い地域を含んでいる。地質は一般に時代未詳中生層(主として砂岩・粘板岩互層)であり，片状に剝離しやすい欠点があり，加えて急傾斜，多雨および台風通過の頻度大等の諸条件が重なつて，河川の流出する土砂量も多量である。このような地域に設けた貯水池は比較的早く埋没するおそれがあり，電源開発および保全の面からいつてあらかじめ，その対策を考究しておく必要がある。過去の実績からいつても，本川の支流寸又川の千頭ダムの貯水池は，20年間にその容量の85％がすでに埋積されている。このような状況であるから，上流部の新規開発に先立つて，この附近の治山治水の基礎資料を整えなければならない。本調査の目的の一部もまさにこの点にある。

2. 位置・交通および調査の規模

本調査地域は第1図に示すように東海道線金谷駅から大井川鉄道にて千頭へ，さらに井川ダム地点まで専用軌道(現在は大井川鉄道となる)があり，60 km 以上の遠隔の奥地である。井川より上流はほとんど山道のみで人家もまれで，調査上きわめて不便な所である。調査対象地域の面積は約 400 km² であり，別に比較地点として，主として室内作業を実施した地点が2カ所あり，それは支流寸又川の大間ダム上流部の 201 km² と大井川中流の家山附近の笹間・伊久美2支流を含む 96 km² である。主要調査区域である田代以北は約2週間の日程で野外作業を実施した。この野外作業に関連して，大井川の年間流砂量の実態を確かめるべく，中部電力 K.K. の援助を得て井川貯水池の脊水地点(小河内釣橋)に測定地点を設け，昭和34年5月末まで現在観測実施中である。

3. 調 査 方 法

治山治水調査として，従来の方法により実施した。そのなかに1，2新しい方法を加味した。

(1) 全域比流量調査　測水地点　43
(2) 全域水質調査　65地点
(3) 災害地の地表地質および地形計測　7地点

第 1 図　大井川上流治山治水調査位置および交通図

(4) 室内机上作業
　侵食係数計測および分布図作成
　地表面解析度分布図作成
(5) 大井川流砂量測定（中部電力 K.K. に依頼）

以上のうち室内机上作業は新しく採用した方法であり，治山治水調査の予備作業として相当の効果があることを確認した。流砂量測定については公益事業局水力課の賛同を得て中部電力 K.K. に観測を依頼したもので，土木研究所式B型採砂器による定時観測である。中国地方の江川における観測結果はすでに到着しているが bed load を適確に把握しがたい欠点はあるが，流砂状況の解明には相当の貢献をするものと思つている。

4. 地質・地形および崩壊災害地の概略

本地域は井川村田代より上流，約 400 km² の広さにわたり，全く大井川の水源地域である。これを構成する地質は，大部分が中生層と思われる粘板岩・砂岩およびこれらの互層である。この附近の地質図は20万分の1地質図以外では昭和27年に斎藤正次・木野義人による調査があるのみである。昭和27年の調査は畑薙水力地点開発のための地質調査であつて，全域を含む地質図として完成されていない。しかし土木地質の観点にたつて岩

第 2 図　大井川上流部地質および崩壊状況
(地質は主として文献 5 による)

石の強度とか透水性などに主眼をおいて調査されたので，本調査に対してはきわめて有効であつた。両氏によつて作成された路線地質図を第 2 図として示した。

4.1　主要路線に沿う地質・地形と災害地

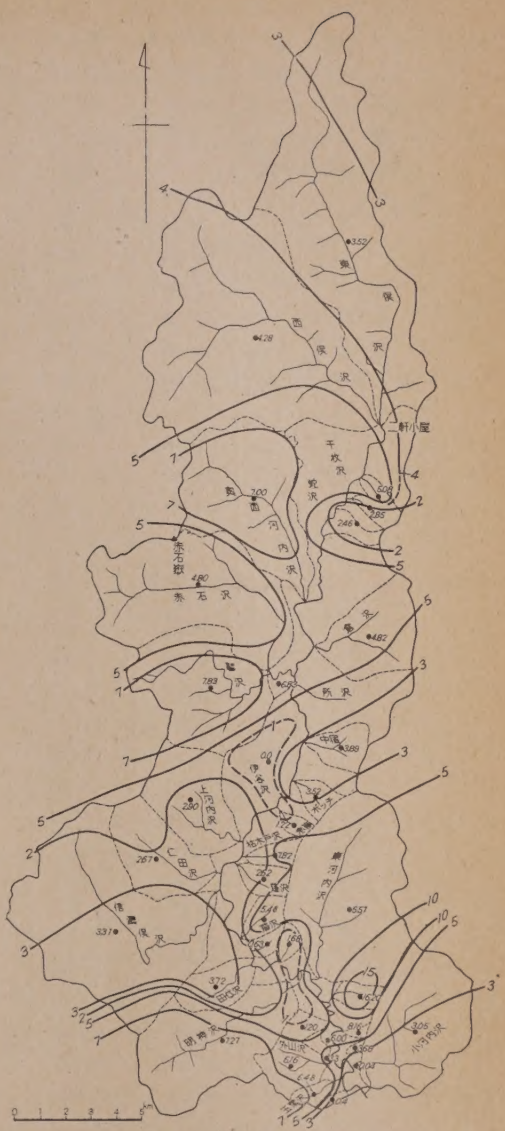
4.1.1　小河内——明神沢間

第 1 図によつて，田代より上流二軒小屋までの地表観察を中心として概見すれば，次のようである。

井川貯水地の脊水地点(小河内附近)から沼平の下流 2 km 附近までは，河谷の回春の徴が明らかで，大きな蛇行帯を形成して貫入蛇行 (incised meander) の進行状況を示している。小河内脊水地点附近ではすでに小規模な堆砂がみられ，深さ 3 m，縦径 70 m，横径 30 m の砂堆ができている(昭和 32 年 10 月中旬井川ダム完成)。そしてこれが徐々に貯水池内に前進するものと思われる。この附近の両岸の傾斜は相当急で 50° 以上であり，小支谷は懸崖となつて終わつているものが多く，本流の下刻作用が著しいことを示している。第 3 図の侵食状況図によつても，外山沢から枯木沢に至る両岸は侵食係数 0.07 を示し，第 4 図の解析度分布図によつても 1.9 以上の値を示している(第 3, 4 図の解説は後述してある)。左岸五葉沢附近は砂層がよく発達していて，河床の大礫は 80 % までが砂岩である。五葉沢の北から粘板岩中に輝緑凝灰岩の夾みが多くなり(畑薙地点開発のため昭和 33 年 3 月頃道路の切取りが行なわれ，新しい露頭がみられた。)外山沢に至る間の河流の峡状部では河谷の基部にとくによくみられる。このループ状の湾曲部も，おそらくこの軟岩の所在によつて形成されたものと思われる。隧道(水路等の)の構築にさいしてはとくに注意すべき地質である。そして外山沢の中流部にもこの露頭がみられる。この附近の比流量は第 5 図および第 1 表に示してある。右岸側は 7～5 (m^3/sec/100 km^2) の値を示していて，大体本時期に合致する低水位に近い値を示している。ところが左岸側は外山沢の対岸までは 5 より低い値を示す。この理由は実地踏査の結果次のように考察される。一つには輝緑凝灰岩層がよく発達すること，二つには左岸側は河谷が急である割に土壌の発達がよく，解析度も右岸よりやゝ低く(1.8)，侵食係数も 0.04～0.05 という値を示している。そして所々，河川の攻撃斜面と思われる所に狭長な薙が発達し，しかも一直線に河底に向かつて延び，ほゞ 5～10 cm 大の粘板岩礫が滑走して下つている。これは一般に地質が粘板岩により構成されているので，以上のような地形の特徴を示したものと思われる。第 6 図によつてみても河水中の溶流物質は左岸側の方が多い。いずれも合理的に説明をなしうる相違ということができる。比流量・侵食係数・解析度・溶流物質の 4 点からみると，このような比較的狭少な地域の特性の相違も，合理的に説明しうるのである。右岸外山沢の北に蛇骨沢があり，水の比抵抗値が 5,400 Ω-cm で鉱泉の水質を有している。この蛇骨沢の手前に大きな崩壊地があり，この附近の地層には硬化した部分と軟弱化した部分が，割合に判然としていて変質を受けた疑いがある。この蛇骨沢より上流 700 m の地点に畑薙の逆調整用のダム建設予定地点があり，横坑が掘さくされている。枯井沢から明神沢に至る間は右岸側の方が比流量が低くなり 1～3 (m^3/sec/100 km^2) の値を示す。これは地質が砂・粘板岩互層の発

第3図 井川貯水池上流の侵食状況

第 4 図　大井川上流地表解析度分布図
(数字は垂直投影面積を 1 としたときの起伏面積)



第 5 図　大井川上流比流量分布図
(昭和 32 年 10 月測定，5 は 5m³/sec/100 km²)

達が著しくなるのも一つの原因と思われる。この附近は地表流の発達が悪く，地表水は多く地下水となることも考えられる。侵食係数や解析度はそれほど低下していない。これに反して左岸側は，明神測水所より北に進むにしたがつて比流量を増大し，小淵沢に至つては本地域の最大値である 16.2 (m³/sec/100 km²) の値を示している。この附近の地質は大部分粘板岩であり，一部に互層を含むが右岸側ほどの発達はみられない。第 3 図の侵食状況図をみると侵食係数の高い所は 900 m の等高線以上の所にあつて，案外高い位置に崩壊しやすい所があるようである。小淵沢上流の大雍が著しい崩壊現象を示す所である。水質も異常で 13,680 Ω-cm (第 1 表) の低い比抵抗値を示している。そして流域内での侵食係数の平均値をみると，小淵沢附近は 0.04～0.05 (単位は km³/km²) の値を示して不合理のようである (この値が高いほど不安定な所という意味であるから)。これは後例にも示すように崩壊が大規模に行なわれた後とか，長い間流路に沿つていて侵食し去られた所とか，最上流部の山頂低下作用

第1表 大井川上流各支流の河川状況

	溪流名	流域面積 (km²)	流量 (m³/sec)	比流量 (m³/s/100km²)	pH	水比抵抗 (Ω·cm)	溶流物質量 (kg/day/km²)	侵食係数 (km³/km²)	地表解析度
1	田代北	0.23	0.001	0.43	7.1	37,800	6.3	0.0645	2.040
2	五葉沢	0.93	0.037	6.48	7.4	22,950	96.0	0.0638	1.820
3	小無間沢(外山沢)	4.30	0.265	6.16	7.4	17,550	197.0	0.0702	1.950
4	蛇骨沢	0.06	0.002	3.32	8.8	5,400	5.7	—	1.960
5	〃 北	0.10	0.006	6.00	7.4	16,200	218.0	0.0700	1.910
6	湯沢	0.24	0.021	8.32	7.4	27,200	189.0	—	—
7	枯井沢	1.00	0.031	3.10	7.4	21,030	390.0	0.0707	1.820
8	小淵沢	1.61	0.261	16.18	7.8	13,680	700.0	0.0615	1.690
9	大淵沢	0.38	0.031	8.16	7.3	23,760	190.0	0.0677	1.615
10	小無間対岸(外山沢)	0.19	0.007	3.68	—	—	242.0	0.0462	1.560
11	明神沢	19.18	1.492	7.27	7.4	24,810	207.0	0.0678	1.596
12	東河内沢	27.78	1.550	5.57	7.6	18,810	178.0	0.0627	1.563
13	小河内沢	18.30	0.558	3.05	7.6	10,950	189.0	0.0640	1.480
14	田代沢	4.08	0.152	3.72	8.2	15,030	155.0	0.0592	1.680
15	芦沢	1.90	0.104	5.48	8.2	9,900	331.0	0.0659	1.670
16	〃 南	0.80	0.005	0.63	—	—	—	—	1.690
17	大五郎沢	1.05	0.017	1.68	8.2	9,360	108.0	0.0600	1.920
18	上河内沢	10.75	0.312	2.90	7.6	21,860	83.0	0.0635	1.480
19	仁田沢	9.75	0.260	2.67	7.6	18,000	85.0	0.0498	1.415
20	信濃俣沢	39.18	1.293	3.31	7.6	19,500	97.0	0.0582	1.415
21	蓬沢	1.95	0.051	2.62	7.6	16,200	97.0	0.0561	1.370
22	枯木戸沢	1.50	0.118	7.87	7.6	14,400	300.0	0.0510	1.435
23	ボッチ薙	1.79	0.063	3.52	—	13,730	139.0	0.0568	1.440
24	赤崩	1.01	0.123	1.22	7.8	11,930	579.0	0.0435	1.470
25	中宿	3.19	0.123	3.85	7.7	21,150	100.0	0.0562	1.600
26	赤石沢	27.45	1.318	4.80	7.5	25,958	108.0	0.0657	1.428
27	聖沢	19.18	1.503	7.83	7.6	23,850	196.0	0.0519	1.340
28	倉沢	9.75	0.471	4.82	7.6	22,200	121.0	0.0582	1.450
29	奥西河内沢	21.30	1.494	7.00	7.6	17,100	418.0	0.0667	1.368
30	燕沢	0.49	0.014	2.85	7.8	18,900	89.0	0.0480	1.615
31	車屋沢	1.28	0.065	5.08	7.6	26,800	114.0	0.0480	1.555
32	西又沢	58.05	2.477	4.28	7.6	18,600	136.0	0.0570	1.377
33	東又沢	48.00	1.683	3.52	7.6	19,000	106.0	0.0478	1.472

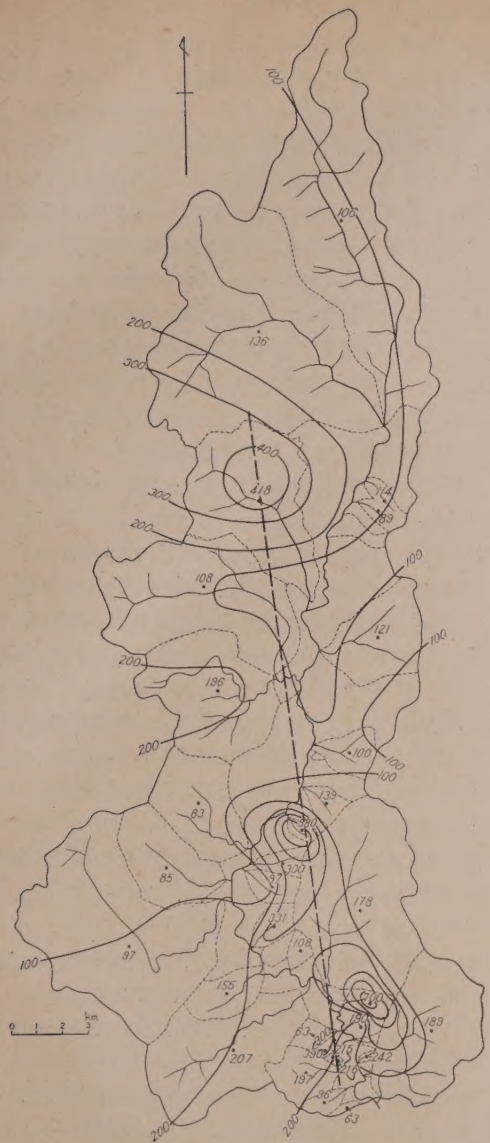
（昭和32年10月～11月測定）

の働いた所では，この侵食係数がかえつて低下を示すという傾向がある。つまり凹凸が少なくなつた場所である（侵食輪廻の最初と終りが，同じような傾向を示すという意味に似ている）。この意味で解析度も1.7～1.8に低下している。溶流物質量も本地域の最高の 700kg/day/km² を示している。しかもこの流量の多いことは，まだまだこの崩壊地が安定せず崩壊を起すおそれが充分にあることを示している。これより北上すると右岸は互層よく発達して明神沢に至る。左岸は東河内沢にまで大した変化はない。

4.1.2 明神沢（東河内沢）――仁田沢（蓬沢）

明神沢は一般に侵食係数も高く第3図にみるように高度 1,200～1,300 m 附近に侵食のはげしく行なわれた所がある。比流量も7以上で流出力も強く，溶流物質量もやゝ多い方である。これを東河内沢と比較するとすべての点において明神沢の方が勝つている。たゞ東河内中流には温泉作用の徴候が認められる。

明神沢から北部は岩相が一変して，主として粘板層が卓越してくる。河谷もV字型の谷形を示し，ダムサイトとして見掛上好適地が多い。たゞ粘板岩の岩質が風化を受けやすくなり，なお石灰分をかなり多く含有している。右岸の大五郎沢の直下に畑薙第2地点として選定さ



第 5 図 大井川上流河川溶流砂質量等値線図
(100 は 100 kg/day/km²)

れている地点がある。左岸側の横坑中で滴水の水比抵抗値を測定したところ 9,000 Ω-cm 程度となつた。岩盤中に calcite の脈を有する所があり，新鮮な粘板岩も戸外に置くと早く風化してしまう。この大五郎沢の水質をみると（第 1 表），水比抵抗 9,360 Ω-cm であり pH は 8.2 で高く比流量も 1.68 で低い。これは横坑内の地下水と全く同様であり，この附近の地表水は割れ目を通つて地下水に転化することが多いことを示している。侵食係数からみると田代沢から信濃俣沢に至る間は，平均として 0.05～0.06 であるが，各高度についてみると，800～1,000 m の間に侵食のはげしく行なわれた (0.07 以上) 所がある。この傾向は左岸側では大五郎沢の 900～1,100 m の所と芦沢の 1,000～1,200 m の所にみられる。比流量は右岸側は 2～4 であり，左岸側は至つて不規則な分布を示していて，なかでも芦沢がもつとも高い値を示している。この附近は前と同様に粘板岩の卓越している地域にあたつている。しかも破砕帯の周縁になる所である。溶流物質量もこの芦沢がもつとも高い値を示している。後述するように小淵—芦沢—赤崩を結ぶこの溶流物質量の高い地点は，南北性の構造線に沿つた変質作用の範囲を示すのではあるまいか。とくに東河内沢中流の温泉作用ともなんらか一連の関係があるように思われるのである。地表解析度も本流沿いは 1.50～1.70 の範囲にあるが東河内沢は上流部において 1.40 にまで低下する。同様の傾向は信濃俣沢の 1.30 である。これは山頂に近づくにつれてもとの侵食面が残つているためと思われるのである。畑薙第 1 地点は芦沢出口のやゝ上流（本流）に建設する計画になつている。

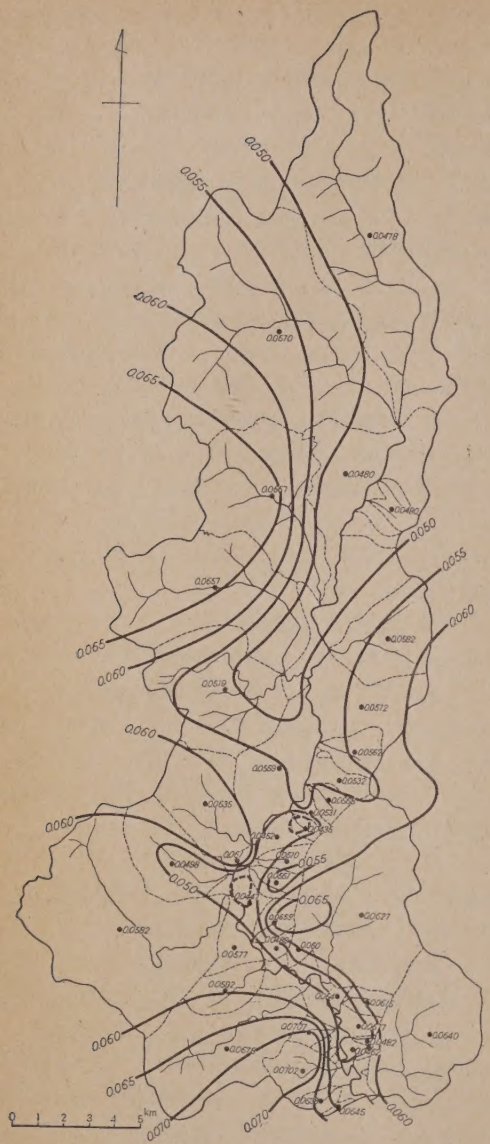
左岸側は地形や比流量からいつて，かなりよい岩盤と思われるが，第 2 地点と同様の粘板岩の強度に不安がある。しかし丁度 site にあたる所は硬砂岩ともいうべき岩盤であるので，不安はなさそうである。右岸側は山が薄く，しかも崩壊地があるのでやゝ不安を感ずる。

仁田沢は高度 1,300 m 附近まで侵食係数が低く起伏が少ないのが特色で，流域全体として 0.05 を示す。おそらく早くから崩壊堆積が行なわれたためと思われる。比流量も低く，溶流物質量も少ない。畑薙山の崩壊地は隣接支流の上河内沢との分水界の下流端に生じたものである。崩壊堆積物をみると比較的細礫となつたものが多く，粘板岩屑の比率が高い。第 7 図の侵食係数分布図をみると，0.05 の等値線が本流に沿つて南は外山沢から北上して仁田沢・赤崩方面にまで延びて 1 つの閉塞曲線を示している。そしてこれは主として本流の左岸側に位置している。このことはなにを意味するのであろうか。そしてこの範囲内およびその周辺に本地域における主要な崩壊地が含まれているのである。

4.1.3 仁田沢（蓬沢）——聖沢（倉沢）

本流は仁田沢附近から流路が北東方向に変わり，いわゆる破砕帯内を通過する。こゝが畑薙第 1 地点完成の暁には貯水池となる所であるので，この貯水池に対する砂礫の供給状況が非常に重要な問題となる。不幸にしてこの貯水池の周囲には畑薙山・ボッチ薙・赤崩・伊谷沢等の崩壊地が存在し，砂防工事に対して特別の関心と，措置をとるよう計画をたてなければならない。

比流量の観点からみると，第 2 図の破砕帯の範囲内で比流量が著しく低下している。とくに赤崩—伊谷沢の



第 7 図 大井川侵食係数分布図
(0.055 は 0.055 km³/km²)

線が山崩れの状態とよく適合している。上河内沢は仁田沢と比較して侵食係数が高く，地表の解析度も高い。伊谷沢・紅葉沢は水無沢であるが，崖錐の発達が著しい。沼平をめぐる周辺山地からは砂礫の供給が多く，いずれも扇状地を形成して沼平から上流に堆積して，1つの山間盆地を形成している。こゝに高いダムを建設するのであるから，考え方によつて多目的ダムを建設するのと同じことになるように思われる。この地域の左岸側はとくに崩壊がはなはだしい。

枯木戸沢は上流部に崩壊地があるが，下流は砂岩・粘板岩の互層が発達し懸崖をなして滝となつている。流量が意外に多く溶流物質量も 300 kg/day/km² に達している。これはこの地点から，東北に並んでいる各崩壊地の地下水が流出している疑いがもたれる。赤崩崩壊地は崩壊面積の規模や流出砂礫量において群を抜いている。河面上約 100 m の高度から下部に主として堆積していて，一種の岩石流 (rock floor) の形状を示している。堆積錐の直上岩壁の露岩をみると，変質作用を受けていて Calcite や石英脈が縦横に走つており，岩体に亀裂を生じていることがわかる。堆積している砂礫は，平均 10～20 cm の大塊が多く，層理面に沿つて剝離した形跡を示している。そして比較的新鮮なものである。この点から考えると，崩壊の原因はむしろ地表下にあつて，内部からの変質作用が誘因となつているものと思われる。

この赤崩の水質は 12,000 Ω-cm 程度のものである。とくに赤崩の堆礫錐の下端からでる水のなかで，13°C の水温を有するものがあり，この時期の一般地表水の 10°C に比較じかなり高温である。この原因については明らかでないが，崩壊土の酸化熱か温泉作用の結果か検討する必要がある。この赤崩の侵食係数が，本地域における最低値を示している (0.0435)。この赤崩れの隣のボッチ薙は古い崩壊地ですでに樹木も生え，現在は崩壊が停止しているようである。比流量もボッチ薙の 3.52，中宿の 3.89 と北上するにしたがつて高くなり，この山間盆地が終わつてふたゝび渓谷の様相に移つていく。この山間盆地の状況は第 4 図の地表解析度分布図のなかで 1.50 の閉塞曲線で示されている範囲である。したがつて畑薙貯水池が出現した暁には，この盆地に貯水することになるわけである。この盆地の堆積物の堆積作用に関する編年調査を実施すれば，貯水池埋没に関する貴重な資料が得られるであろう。それには盆地内を試錐することと，C^{14} による年代測定を実施する必要がある。

聖沢はすでに古生層と中生層の境界より古生層よりに存在している。沢の出口附近がとくに崩壊しているのは，この両紀の境界を走る断層の影響が現われているためと思われる。侵食係数の低い割に比流量が高い。また地表解析度が低いのは古い侵食面が発達しているためである。そして溶流物質量も 200 kg/day/km² であり，周辺地域に比較して高い値を示している。

左岸の所沢・倉沢は渡河困難のため充分の調査を実施しえなかつた。

4.1.4 赤石沢・椹島以北

本地域は大体古生層地帯内にはいつて，いままでの中生界地層内と大分様相を異にしている。地質調査も充分には実施されていない地点である。崩壊地も断層線に関係するもの以外はあまり目立たない。粘板岩は中生層の

ものと弁別が困難である。この地域においても両界の境界は大構造のうえからは認められても，個々の場所においてははなはだ判別が困難であつた。

硬度や層理の状況によつて，やゝその続成作用の相違を見分けられる程度である。たゞ輝緑凝灰岩はかなり中生層のものとの区別がつくのである。赤石沢は比流量も中庸で古生層中の標準の流況を示している。侵食係数は0.0657で平均値としては高いものである。これは赤石岳の高度からいつて当然と思われる。

この北の奥西河内沢は比流量が異常に高く，侵食係数もまた高い値を示している。そのうえ溶流物質量もはなはだ高いのである。第6図の溶流物質量分布図のなかにほゞ南北の線を描いたが，この方向になんらかの構造線が推定されるのである。

左岸側には赤崩・ボッチ雑と同様な雑が発生している。したがつて比流量が低くなつている。

しかし岩質が堅いためか大規模には発達していない。古生界・中世界の境界をこの方向に延長すれば境界線に沿う断層線によつて崩壊の原因を説明できるのであるが，椹島附近の輝緑凝灰岩層を古生層とすると，また別の断層の存在を考える必要を生ずる。

二軒小屋以北については未調査のため，単に机上作業によつて実施された地表解析度および侵食係数によつてみると西又沢の方がやゝ侵食がはげしく行なわれているようである。東又沢が低い値を示すのは本流であつて，長い間侵食を受け凹凸起伏が減少しているためであろう。しかしその差はきわめて僅かで，ほとんど同様の状態ともいえる。

4.2　地表解析度分布図・侵食係数分布図その他各図による全域の概観

4.2.1　地表解析度

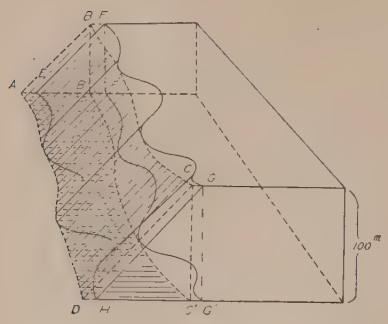
地形図上で計測する面積は垂直投影であるが，これでは地表面の起伏は判然としない。そこで全域に1km の方眼をかけて傾斜による表面積増加を加算して作つたのがこの図である(第4図参照)。そして垂直投影面積を1としたときの比をもつて図上に示してある。5万分の1地形図上での計測であるので，自から，その精度にも限界があり，実際の山崩災害地の規模に対しては縮尺が大きすぎて不適当である。しかし全域に対する傾向をみるのにはかえつて便利である。山崩にしても地すべりにしても大きな構造線に沿つたり，地質の相違によるものが多いので，案外にその本源地域や機巧をみいだすことができる。本域の全体の平均地表解析度は1.50であつた。沼平から下流は河谷の回春による下刻作用のため，1.70～2.00に達する高い値である。沼平から赤石渡までは前述のように山間盆地の形態を示して，大きな堆積地域である。地形学的観点に立てば，畑薙第1地点附近に曲隆帯の存在が考えられるのである。したがつて地表下においても，断層・亀裂の存在が考えられる。芦沢およびその対岸附近の侵食係数の高いのは，この現象を説明しているのかも知れない。この点，充分の注意を要する。東河内沢上流とか，信濃俣沢の上流に示される1.40の曲線は，むしろ古い侵食面の存在を示すものであろう。聖沢方面に示される1.20の値は，赤石山脈の示す山頂平坦面と一致していて，さらに古い高位の侵食面を示すものであろう。赤石沢の中流の1.50～1.60の閉塞曲線がなにを示すかは明らかでない。しかしその北東の奥西河内沢の中流にも1.40の閉塞曲線があり，この方向になんらかの異常のあることを示している。この奥西河内沢の異常地の外端に千枚沢の大崩壊地があり，延々数kmにわたる岩石流が本流にまで流下している。二軒小屋から上流地域では，この分布図にも大した異常は示されていない。

全体を通覧して古生界と中生界の両境界を境として等値曲線の屈曲度が異なり，中生層の所ではかなりの擾乱がみられるのに反し，古生層の所は単調である。

4.2.2　侵食係数

この侵食係数測定は，江川綜合開発調査の治山治水部門を担当したときに，初めて採用した方法である。その計測方法は第8図によつて示してある。5万分の1地形図を基図として，その100m等高線の屈曲度に基づいて侵食量を算定するものである。5万分の1地形図のなかには相当大きな沢など記入がもれていることがあり，その精度に疑問のあるものもある。しかし100m等高線は，かなり正確であろうという仮定に立つて，この作業を進めた。主要な作業は100m等高線間の面積を計測することと，等高線の長さを精密な曲線計ではかることである。あとは図表によつて侵食係数を求めればよい。崖端の小谷の容積を概略計測なしうるようにした方法であつて，侵食の絶対量は，もちろんこれで測定はできないが，相対値として利用するわけである。

これが現在の侵食量のあるparameterにならないかとの予想のもとに案出した方法である。元来侵食量は切峰面のようなある原面を考えて計算すべきであるが，地質時代のような長期間にわたるものでは地殻変動もあり，とてもその原面を想定できないし，誤差も多くはいるので，現代にもつとも近い時間断面で計測する意味で，多少飛躍した方法であるが，これを採用したのである。以上のような方法で，全域にわたつて各高度ごとに算定して侵食係数を階級別にして示したのが第3図の侵食状況図であり，第7図は各流域の平均侵食係数分布図である。地質図が完成しているときには，宮崎県上椎葉の調査結果と同様に，岩石種別による侵食係数がさらに求められ，実

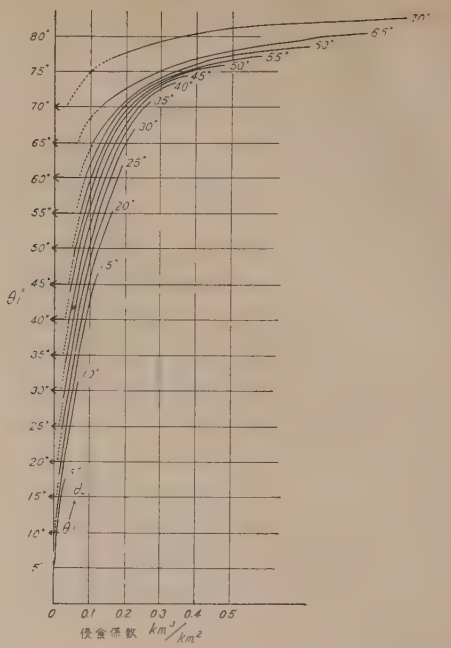


$$\tan\theta_1 = \frac{100}{\dfrac{\text{面積 } ABC'D}{\frac{1}{2}(\widehat{AD}+\widehat{BC})}}$$

$$\tan\theta_2 = \frac{100}{\dfrac{\text{面積 } EFG'H}{\frac{1}{2}(\widehat{FH}+\widehat{FG})}}$$

第 8 図 侵 食 係 数 測 定 法
(5万分の1地形図 100 m 等高線湾曲度より)

侵 食 係 数 図 表



際の状態に近い全域の侵食状況が求められるのである。

第3図を概観すると，下流では外山沢・枯井沢附近が著しく，侵食係数0.08以上である。小淵沢の崩壊地も0.08の値を示している。東河内沢は河谷の低い所が，はなはだしく侵食されている。田代沢および畑薙第1地点とその対岸は河床上より 200～400 m の高位置がかなりはげしく侵食されていて，前述の曲隆帯の存在を暗示していると思われる。沼平より上流の堆積地帯は，赤崩・枯木戸沢のような地点を除いては一般に侵食係数は0.07以下の値を示している。

このうちで上河内沢が一般に侵食係数が高いのは，いかなる理由か明らかでない。これは大五郎沢―芦沢―沼平－上河内沢の方向に一つの構造線を推定することができる。このようにすると小淵――沼平の崩壊地の連続状況が説明しやすくなる。聖沢は古い侵食面が広いので一般に侵食係数が低くなつている。古生層発達地域では一般にこの古い侵食平坦面が発達し，侵食係数も0.05以下である。所沢・倉沢は高位置に侵食係数0.08以上(高度1,600 m 以上) の所があり，この傾向は聖沢・赤石沢にもみられる。

この附近の侵食のはげしい高度をみると，多少乱れてはいるが，1,100 m, 1,600 m, 2,000 m の3段にみられる。これはこの地方の構造運動の様式を示すものと思われる。奥西河内沢より北は高所に0.05以下の値を示す平坦面が多くなつてきて，準平原面の存在を示している。

4.2.3 比流量と侵食係数との関係

第9図は本地域の比流量と侵食係数との関係を示したものである。大きくⅠとⅡの2つの群に分けられ，Ⅱは災害を起こした地点に限られている。これでみると侵食係数はかえつて低下を示している。いずれも正比例の関係であつて，この群のなかでも比流量の増加は侵食係数

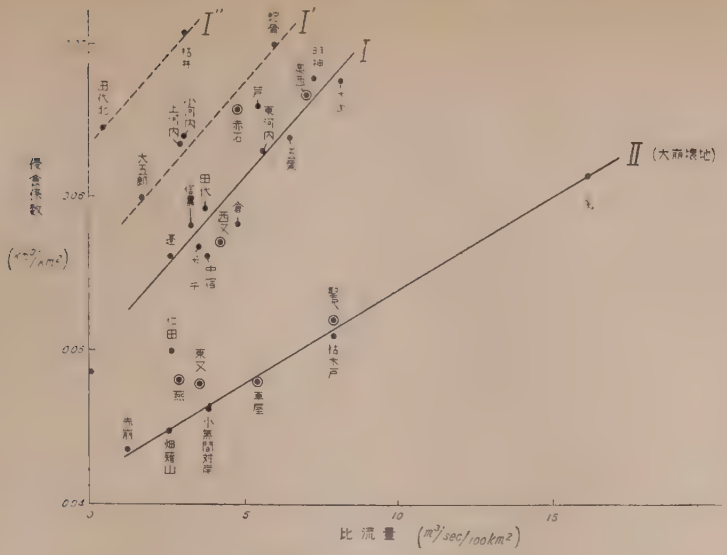
第2表 大井川沿岸各地の侵食，堆積量と侵食係数

(1) 千頭ダムの堆砂量と流域の侵食係数

渓 流 名	侵食係数 (km³/km²)	流域面積 (km²)	年間堆砂量
下西河内沢	0.0614	14.57	
上西河内〃	0.0600	7.93	
逆 河 内〃	0.0647	37.17	1,550 m³/km²
柴 〃	0.0583	42.69	堤高 62.3 m
大 根 〃	0.0605	12.59	
小 根 〃	0.0639	10.22	
上 日 向〃	0.0486	6.11	
計	0.0596	131.28	

(2) 大間ダムの堆砂量と流域の侵食係数

渓 流 名	侵食係数	流域面積
堰堤上流	0.0592	40.44
左 岸	0.0486	39.86
計	0.0539	80.30



第 9 図　比流量と侵食係数との関係

(3) 大井川中流家山附近流砂量と流域の侵食係数

溪流名	侵食係数	流域面積
笹間川	0.0564	70.80
伊久美川	0.0565	25.00
計	0.0565	95.80

(4) 他域との比較

中国準平原地域の例

貯水池名	侵食係数	流域面積	年間堆砂量
高暮	0.0302	193.28	229 m³/km² (堤高 75.2 m)
王泊	0.0225	159.00	332 m³/km² (堤高 67 m)

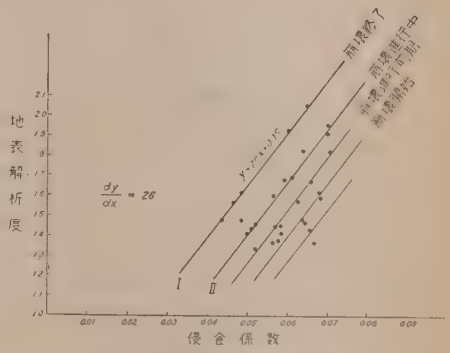
関東地方の例

貯水池名	侵食係数	流域面積	年間堆砂量
黒部 (栃木県)	0.0455	277.00	218 m³/km² (堤高 32.3 m)

の増加となつて現われている。

I の群は一見散点して無関係のようであるが，上椎葉の例からみて，I の関係が認められる。I′, II″ の関係はこれに平行した関係である。侵食係数は相当長期の侵食量であるので，現在の低水期の流量と簡単に函数関係にあるとは考えられない。しかし比流量より侵食量の方が遥かに時間的に長く，各種の段階を生ずるのであるからこのように I, I′, I″ のような平行関係を生ずるのもやむをえないのである。

I より I″ になるに従つて流域面積が小となり，また



第 10 図　地表解析度と侵食係数

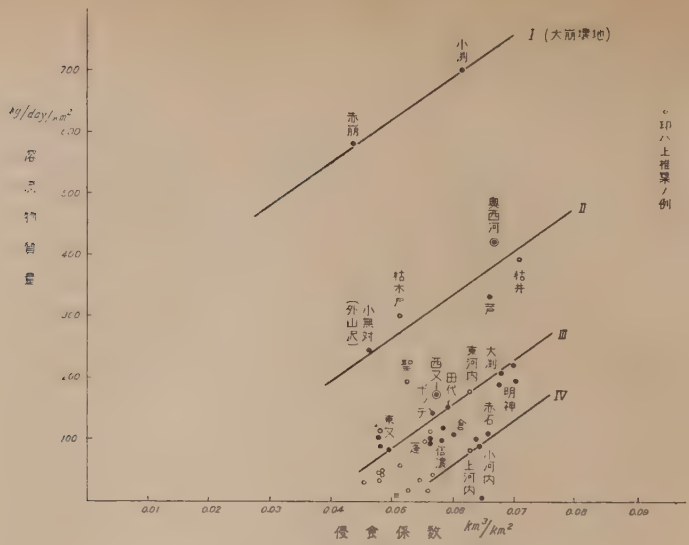
水質も異常となつてきている。赤石のみは例外のようである。

4.2.4　地表解析度と侵食係数

第 10 図に示す関係である。この両者はほとんど同様のことを，違つた立場から計測したものである。地表解析度の方がやゝ計測上精度が劣る。グラフ上では点が散点して関係を判然と把握できない。しかし崩壊進行状況を考慮にいれて類別すれば図のように示される。I, II のみがやゝ信頼しうる。

4.2.5　溶流物質量と侵食係数

第 11 図に示したものがそれである。溶流物質量は，電気伝導度測定によつて水の比抵抗値を求め，温度の項をいれて salinity に換算したものを (T.S.M) kg/day/km² の単位で示したものである。これをみると図のように I, II, III, IV の群に分けられ，各群間における函数関係は大体微係数が一定であつて，案外見事な関係を示している。侵食度が進行するにつれて溶流物質量が増加する



第 11 図 大井川溶流物質量と侵食係数

傾向を示している。当然のことであるが，侵食係数のような数値との関係はあまり考察されたことはなかつた。

5. 大井川上流部の流砂量および堆砂量

最近，水力開発の観点から井川貯水池が完成し，現在は畑薙第1地点にダムを建設する準備が進められている。井川貯水池は昭和32年10月に竣工して使用開始している。大井川水系は由来流砂量の多い河川であるので，この貯水池の埋没状況についても検討する必要がある。土木の立場からは，概略計算で年間堆砂量を80万 m^3 としている。そこで，本所としてもこのように新しく完成した貯水池に対し，流入する懸濁物質量のみでも参考として計測する必要を感じ，公益事業局および中部電力 K.K. の援助によつて昭和33年5月から計測を開始した。測定位置は，井川貯水池の脊水地点である小河内よりやゝ下流の小河内釣橋附近である。使用機械は土木研究所式B型採泥器によつた。このほか底流する砂礫を計測すべく，Co^{60} 利用による河水比重測定法も建設省の例によつて考究中である。この測定結果は昭和34年5月末までとなつているため，今回の報告にはこれを省略し，成果の到着をまつて改めて報告する。

したがつて従来から計測された資料および地学的方法によつて，流砂量および堆砂量の推定計算を実施することにする。

この方法を推進する資料としては，大井川の支流寸又川の千頭・大間両ダムの堆砂量測定資料，大井川中流，家山方面に流出する，笹間川・伊久美川の林野庁によつて実施された山崩調査資料，江川都賀で実施した流砂量測定成果，および全国ダム堆砂量資料，電力中央研究所の研究成果などを利用した。

流砂量および堆砂量については，従来から正確に測定された例がまことに少なく，もつとも困難なものとして見送られている題目である。最近は土木工学方面でやゝ活発に研究が開始されているが，まだ理論および室内実験の段階であつて，野外において適用すべき実験式の完成をみていない。

電力中央研究所の地質研究室では，田中治雄以下によつて地形学的取り扱いによつてある程度の成功をおさめている。筆者はこの地形学的取り扱いに新しい方法を加味して計算することにした。田中は地貌係数 $\bar{x}_1\ \bar{x}_2$ ($\bar{x}_1$ は平均起伏量，$\bar{x}_2$ は平均高度で両者の相乗積を用いる) と堆砂量との関係を求めている。

こゝでは前述の侵食係数と有効流砂量との関係から，堆砂量を求めようとするものである。前項によつてこの侵食係数は流域の荒廃現象と地質・水文との関係をある程度定量的に表現しうるものであるから，この係数によつて流砂，堆砂の現象を定量化しうれば，本論文の首尾一貫した結論をみいだすことができる。

5.1 有効流砂量と堆砂量について

貯水池の堆砂量は上流の流域から流送される流砂量のうち何%かが堆砂量となつて貯溜されるわけで，これを捕捉係数 (trap coefficient という，この捕捉係数はダムの型式によつても変化すると考えられ，まだその法則性について研究された実例がない状態である。

低いダムでは高水時に越流することも考えられ，大洪水のさいなどには一度堆積したものがふたゝびダム外に

運搬し去られるといつた実例もある。そのうえ電源貯水池では一般に水の使用がはげしいので，自然の池のような堆積状態を示さないことも考えられる。

いずれにしても未知項のみ多いものから，定量化を試みても所詮は循環論に終わつてしまうおそれが多い。

そこでこゝでは侵食係数と流砂量の間にどのような関係があるかを検討した。流砂といつても山腹から流下したものでも，渓間にとどまつてなかなか貯水池まで到着しないものが多いので(大体本川流出率は 50～60 %程度といわれているし，また実測されている)，こゝでは堆砂に対して有効な流砂量という意味でとくに有効流砂量という名称を用いることにした。それは計算の基礎に貯水池堆砂量を用いたからである。

5.1.1　千頭・大間ダムの有効流砂量と侵食係数

第 12 図にその結果を示してある。千頭貯水池は前述のように堆砂速度がきわめて速かつた。その侵食係数平均値は，第 2 表に示すように 0.0596 km³/km² である。大間ダムはその下流にあるが，侵食係数平均値は 0.0539 で低い。その堆砂量から有効流砂量を算定した。この有効流砂量の算定にはむしろ次の笹間川・伊久美川の実例が有効であつた。

5.1.2　笹間川・伊久美川の有効流砂量と侵食係数

本地域は大井川の中流部にあつて多雨な所であり，比較地点としては多少不安があつたが，侵食係数にはつきりその差も表われているであろうから，一応そのままで取り扱うことにした。計測した侵食係数はそれぞれ 0.0564 と 0.0565 であり，千頭地方に劣らぬ高い値である。そこで山地崩壊生産土石と流出土石を計測してみると，大体第 12 図に示すような数値が得られた。しかしこれだけの数値では，有効流砂量の低い部分の実例が不足なので，次のような中国化崗岩地域の実例を参考とした。

5.1.3　高暮・王泊貯水池の堆砂量と江川流砂量

高暮・王泊両貯水池流域の侵食係数を測定したところ，それぞれ 0.0302，0.0225 を得た。そして両貯水池の堆砂量はそれぞれ年間，229 m³/km² および 332 m³/km² であつた。しかしこれだけでは不足であるから，昭和 32 年度に実測された江川都賀測水所の流砂量（年間 375 万 m³····2,890 km²）を参考とした。

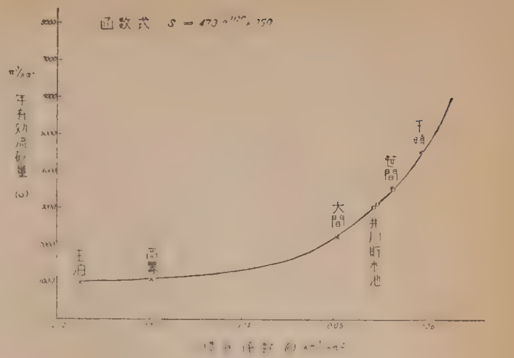
5.2　有効流砂量と捕捉係数

上述のような方法を用いて，第 12 図に示すような侵食係数と有効流砂量との函数式を求めたが，まだその常数項である 950 という値については検討が残されている。函数式は，

$$S = 4.73\,e^{11.5C} + 950$$

S：　年間有効流砂量　m³/km²

C：　侵食係数　km³/km²



第 12 図　有効流砂量と侵食係数との関係

である。これは今後手取川・庄川・梓川・日置川などの実例によつて正確に決定すべきものと思つている。上椎葉の実例ではほゞこの関係は成立している。

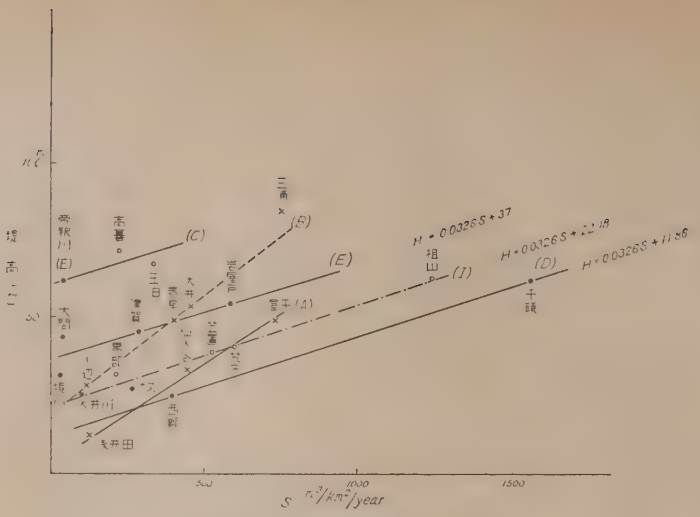
この有効流砂量が判明しても，ダムによる捕捉係数の問題が残る。これについてはかつて鶴見一之の報文[10]がある。

$$E = 100\left(1 - \frac{1}{1 + KC/F}\right)$$

E：　捕捉係数
C：　貯水量(m³)
F：　池の集水面積(km²)
K：　0.0001～0.0021

で示されている。

しかしKの値に範囲があつて，なかなか決定できない。またこの方法ではダムの高さおよび形によつて捕捉係数がどのように変化することに言及していない。こゝでダム高と堆砂量との関係を求めてみる。その結果は第 13 図として示す。この図表中で A, B, C, D, E などの分類は田中治雄氏による地貌係数による分類に従つたものである。これらの分類の要素として，岩石分布率・年間雨量・気温・起伏量・高度等が考慮されており，充分根拠のある分類ということができる。したがつて各群ごとに分けて，年間堆砂量 (m³/km²) とダムの高さとの関係を求めてみる。すると実に見事な直線関係を示している。あまりにはつきりした関係であるので，見掛上の関係として等閑視することは不可能である。この事実についての実証が今後要求される課題である。ダムの形によつて堆砂率が異なることはいわれているが，高さについてはあまりいわれていない。この事実から栃木県鬼怒川上流の黒部ダムは，その貯水池は建設後 10 年に達しないうちに満杯となつてしまつたのであるが，年間堆砂量は僅かに平均 218 m³/km² である。しかしこゝを流下する土砂量は，栃木県の調査によつても莫大なものであることが知られており，早速函数式を用いて計算すれば，およそ 1,600 m³/km² にも達している。実際には年間 [illegible] 万 m



第 13 図 堤高と堆砂量との関係

にも達するはずである。したがつて 32 m 位の低い堤高であるために越流するものが非常に多く，貯水池の堆砂量が多くなればなるほど加速度的に越流する量が増大することになるわけである。これによつても既往の貯水池の堆砂量から直接計算方法を考えることは，循環論に陥入つて，その解決にはよほどの努力を要することになるわけであると信ずる。

5.3 井川貯水池および畑薙貯水池の推定堆砂量

以上の所論によつて，本論文の主題の一つである井川・畑薙両貯水池の堆砂量を推算してみると次のようである。井川貯水池の流域面積は，ダムから小河内脊水地点までの両岸の面積を除外すると 398 km² となる。

この全域の侵食係数の総平均を求めると 0.0544 km³/km² となるので，これを第 12 図によつて函数式に入れて計算すると，その有効流砂量は 3,050 m³/km² となる。したがつてその全量は 1,219,000 m³/年に達することがわかる。そして井川の 100 m の高さのダムによつて捕捉されて貯水池内に残留する量は，第 13 図の堤高と堆砂量の関係式を利用して計算を実施する。

この場合Dを用うべきかEを用うべきかの問題が生ずる。千頭貯水池と相似た状態であるとすると，H＝0.0326 S＋11.86 に代入して S≒2,730 (m³/km²) となる。

この値は有効流砂量の 3,050 m³/km² にきわめて接近した値を示しているが，これでは捕捉係数が 89.6 % という高率となつてしまうのである。このような例は実際にはまれにみられない例である。Eの式を用いれば，S＝1,960 m³/km² となるので捕捉係数は，64.2 % となる。

これに従うとすると年間の堆砂量は 782,600 m³ となる。

この値は土木工学の人々によつて算定された値ときわめて近似した値を示している。この場合貯水池の沿岸から流入する堆砂量については考慮していないわけである。しかしこの捕捉係数にはまだ問題があり，われわれの常識では大体 20～60 % 程度であるという疑念が残つている。これが 100 m 以上の高ダムではどのように変化するか，その実証は今後の問題である。

次に畑薙に 100 m の高ダムを建設した場合，どの程度の堆砂量があるかを推算してみる。

さて畑薙第 1 地点までの面積は 320.8 km² であり，侵食係数の総平均は 0.0548 km³/km² である。これから有効流砂量を算定すると 3,200 m³/km² となるので 1,026,500 m³ となる。これの 64.2 % は約 659,000 m³ になる。しかしこれは脊水地点までの両岸が崩壊地が多いので，これをそのまま推算値のなかにいれたので大きな値となつている。貯水池周辺の砂礫供給地に対して充分な砂防工事が実施されると，本川が主体となるから脊水地点より以奥の流域面積は，238.1 km² であり，侵食係数の総平均は 0.0565 km³/km² であるから 3,450 m³/km² であり，総量は 821,400 m³ となり捕捉係数をかけると，527,300 m³ となる。

これでみると貯水池周辺から流出される流砂のうち堆砂となるものは約 132,000 m³ 程度のものである。

以上をもつて井川貯水池および畑薙貯水池に対する堆砂量を推算したが，次の 2 点についてなお検討の余地がある。

1. 有効流砂量公式の常数項について，また充分の検討を必要とすること。

2)　捕捉係数について，実測値の検討が不充分である。

6. 結　言

大井川上流部の治山治水調査結果として次の各項があげられる。

1)　地質が主として中生層および古生層の砂岩・粘板岩およびこれらの互層で構成されているので，比較的単一の条件下で相互の比較をなしえた。

2)　比流量・侵食係数・地表解析度・溶流物質量の間に顕著な相関がうかがわれ，これらの関係を数量的に取り扱うことによつて，山地荒廃状況を定量的に表現する見透しがえられた。

3)　さらにこれらの各種の表現によつて(分布図上)構造線および地盤運動の推定や確認が実施された。

4)　とくに定量困難といわれてきた貯水池堆砂の問題に対する解明の緒が，侵食係数の利用によつて開かれ，井川・畑薙両貯水池の年間堆砂量を推算することができた。

5)　地表地質図の完成によつてさらに岩石種ごとの固有の侵食係数を得て，山地荒廃と地質分布との定量的表現も可能となる見透しがあり，九州椎葉貯水池の実例についてはすでに成果が得られている。

(昭和32年10月調査)

文　献

1) 芥川真知・小林守男：山形県月山における山地崩壊について(2)，土木研究所報告，No. 88，1954

2) Charles Nevin：Competency of moving water to transport debris, Bull. Geol. Soc. Amer., Vol. 57, 1946

3) 難波宣士，原　良治：安倍川および大井川流域の山崩調査，林業試験場研究報告，No. 84，1956

4) 西島克夫：Morena 溜池の埋積と流域の侵蝕，抄釈，農業土木研究，Vol. 13，No. 4，1941

5) 斎藤正次・木野義人：静岡県大井川畑薙水力発電地域地質調査報告，地質調査所月報，Vol. 4，No. 8，1953

6) 資源調査会：河川堰堤の堆砂量について，昭和25年5月，1950

7) 静岡県：天竜地域降雨調査概報，昭和28年5月，1953

8) 田中治雄：わが国における貯水池築造に関する地質工学的研究，電力中央研究所土木部地質課，昭和28年2月，1953

9) 栃木県土木部砂防課：鬼怒川本流上流流域崩壊調査書(2)，昭和30年12月，1955

10) 鶴見一之：貯水池堆砂量の一算法，土木学会誌，Vol. 39，No. 3，1954

550.85 : 627.8(521.61)

静岡県大井川水系赤石・奥日向ダム地点地質調査概報

尾　原　信　彦*

Geologic Inspection of the Dam Sites Remained far in the Source Region of the River Oi, Shizuoka Prefecture

by
Nobuhiko Obara

Abstract

The greater part of the inclusive water power of the river Oi has already exploited except in the water source region. The author intended to inspect the two projected dam sites, i.e. Akaishi and Okuhinata which close the uppermost catchment area of the river and its tributary. The two dams will be able to reserve 45,000,000 m^3 of total effective water volume, and about 100,000 kW of electric power will be generated near the sites.

Akaishi dam site occupies a land composed of Mesozoic hard fine-grained sandstone and both banks are narrowed to a gorge. The author has judged this site fit for erecting a higher dam of an arch type, due to the hard quality of rocks and a symmetrical shape of valley section. (The projected dam hight is 103 m.)

Okuhinata dam site is also composed of Mesozoic black sandstone of the harder class without any crack or fissure, and its topography shows a canyon with a sheer precipice. The author has proposed that this site is also fit for constructing a higher arch dam. (The projected dam hight is 100 m.)

要　旨

赤石ダム予定地点は両岸斜面とも砂岩によつて構成される絶好のダムサイトであつて，堤高 103 m のアーチダムの建設が可能である。たゞ右岸斜面に湧泉を伴う裂罅があるのと，河床中央に走向南北の小断層の伏在の疑いがあるから，それを事前に確かめる調査を必要としよう。

奥日向ダム予定地点も，地形に恵まれ，岩質も最上級の硬さを有する黒色砂岩からなり，断層・裂罅の類は見当らず，すべての条件が 100 m のアーチダムの建設に適する。

1. 緒　言

大井川水系では，井川ダム[6]が昭和32年9月に竣工し，続いて同年11月に本流筋中流に位する畑薙第二(堤高 41 m，最大出力 80,000 kW)と畑薙第一(堤高 100m，最大出力 90,000 kW)の両地点のダム工事が始まつたので，この水系に残された大きなダム候補地点としては，本流の上流部に位する赤石地点(河床標高 1,045 m)および支流寸又川の上流の奥日向地点(河床標高 860 m)の2カ所のみとなつた。両地点とも標高が高く，流域の雨量も年間 3,500 mm を超えているので，落差・水量に恵まれた有力な水力地点とみなされ，地質条件さえ許せば 100 m 級のアーチダムを築造して開発を行ないたいとの要請に応え，地質調査を実施した。

2. 位置および交通

赤石地点は静岡・長野・山梨の3県境の集まる附近の，遠隔未開の僻地に位置するので，こゝに到達するのがなかなか難事である。井川貯水池のバックウォーターに臨む田代部落以奥には，東海パルプ K.K. の植林・伐採事業用の人夫宿泊小屋が，沼平・中ノ宿・椹島などにあるほかは，部落はおろか人家もなく，交通路としては，軽吊橋の多く架かつた屈曲上下のはなはだしい幅2尺くらいの小径を通ずるのみで，車両の通行を許さない。したがつて赤石ダム予定地点に達するには，大井川鉄道の終点千頭駅から中部電力専用軌道(21 km)で井川ダム

* 地質部

第1図 大井川水系水力地点図

に達し，ここから8km 北の田代までトラックに乗り，それ以北は人夫に食糧を担がせて約 40 km の難路を丸2日がかりで椹島まで歩き，椹島の小屋を根拠地として4km 下流に位するダムサイトまで往復する以外に方法がなかつた。

奥日向ダム予定地点は，寸又川上流にある既設の湯山ダム（堤高 62 m，堆砂現象のために貯水池がほとんど埋没した有名なダム[5]で，別名千頭ダムともいう）よりさらに8km 奥にあたる大根沢合流点の僅か川下に位している。このダムサイトの踏査には，千頭より寸又川の渓谷に沿う軌道で7km 奥の大間に達し，この部落を根拠地として，大根沢合流点まで延びる軌道（7km）を利用することができた。

3. 計画の大要

赤石ダムは赤石渡の川下 300 m 附近で本流を締切り，満水面を 1,135 m とし，堤高 103 m のダムを建設して，有効容量3,000 万 t の水を湛え，この水を4km ばかり下流の畑薙第一貯水池[1]のバックウォーター（下剃石橋附近）まで導き，最大 54,600 kW を発電させ，畑薙第一・同第二と合わせて，総計 230,000 kW の水力を開発する計画[註1]である。

奥日向地点は満水面を 960 m とし，堤高 100 m のダムにより有効容量1,500 万 t の水を湛え，湯山貯水池のバックウォーターに放水して，最大 44,200 kW の出力を確保し，埋没した湯山貯水池の欠陥を補うものである。

4. 地質概説

奥日向地点の西北方 4.5 km にある合地山と椹島とを結ぶ線が，古生層と中生層との境界（大規模な地質構造線）であつて[4]，この線から北西側は硬砂岩・チャート・粘板岩・シャールスタイン・石灰岩などからなる古生層地帯であり，この線より東南側はいわゆる“時代未詳中生層”（三倉累層群）の厚層[3]の発達するところとなつていて，主として砂岩・粘板岩・礫岩，ときたまチャートなどからなる等斜褶曲の著しい地帯である。一般走向は N50°E で，地層の傾斜も急である。赤石地点と奥日向地点とは層位の上では，あまり隔たりのない層準にあたつているようであり，また畑薙第一ダム地点の地層も湯山ダムの基盤をつくる地層と近接した層準にあたつているように思われる。

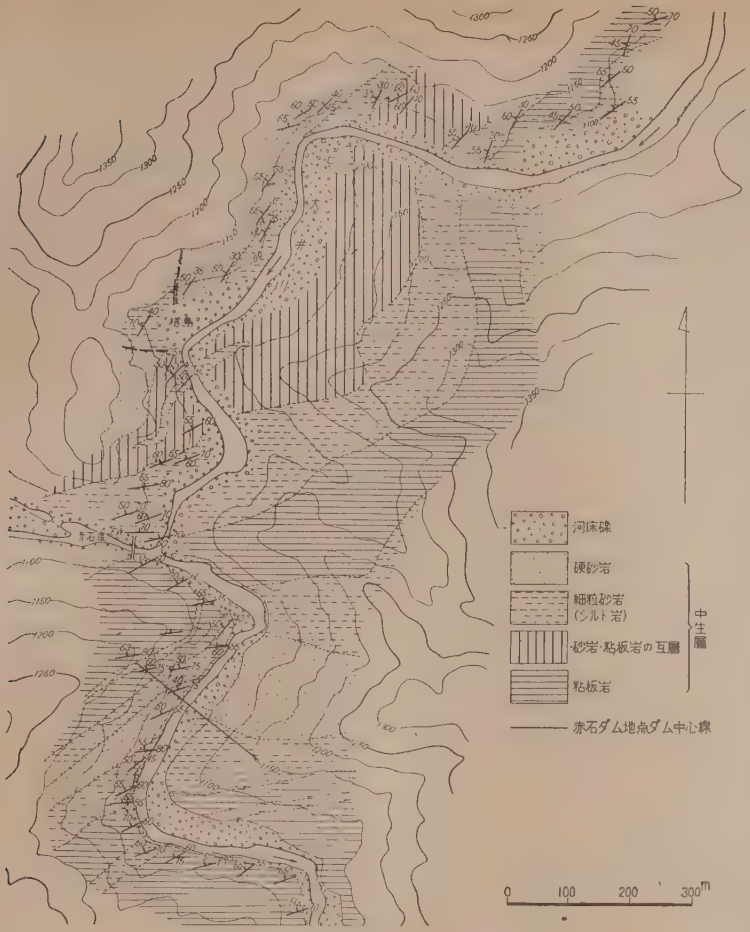
この中生層には地層の走向に平行した断層が発達しており，それに帰因すると思われる大規模な山地崩壊が畑薙第一地点より上流に著しく見受けられ，これら崩壊地には「ナギ」という呼称が与えられている。したがつて畑薙貯水池には山崩れに基づく流出土砂が著しく供給されるであろうと思われる。

赤石・奥日向の両貯水池は，その集水域の大半が古生層に属し，地質的にはやゝ安定しているものと思われるが，とくに赤石貯水池の集水域は標高 3,000 m 級の高山地帯に属するので，別の要因（＝高山気象）による岩盤の崩壊が顕著で，したがつて流出する土砂の量も決して少ないとはいえないであろう。

5. ダムサイト各説

5.1 赤石ダム地点

註1) 椹島附近に 37 m の小ダムをつくり，5,400 kW の発電所が加わる予定である。



第2図　赤石ダム地点近傍地質略図

赤石ダムサイトは樋島の南方4km，赤石渡の吊橋から僅か川下にあつて，こゝに 103 m のダムを築造すれば，大井川本流と赤石沢の双方の谷が水没して約3,000万 m^3 の有効貯水量を湛えることができた[2]。

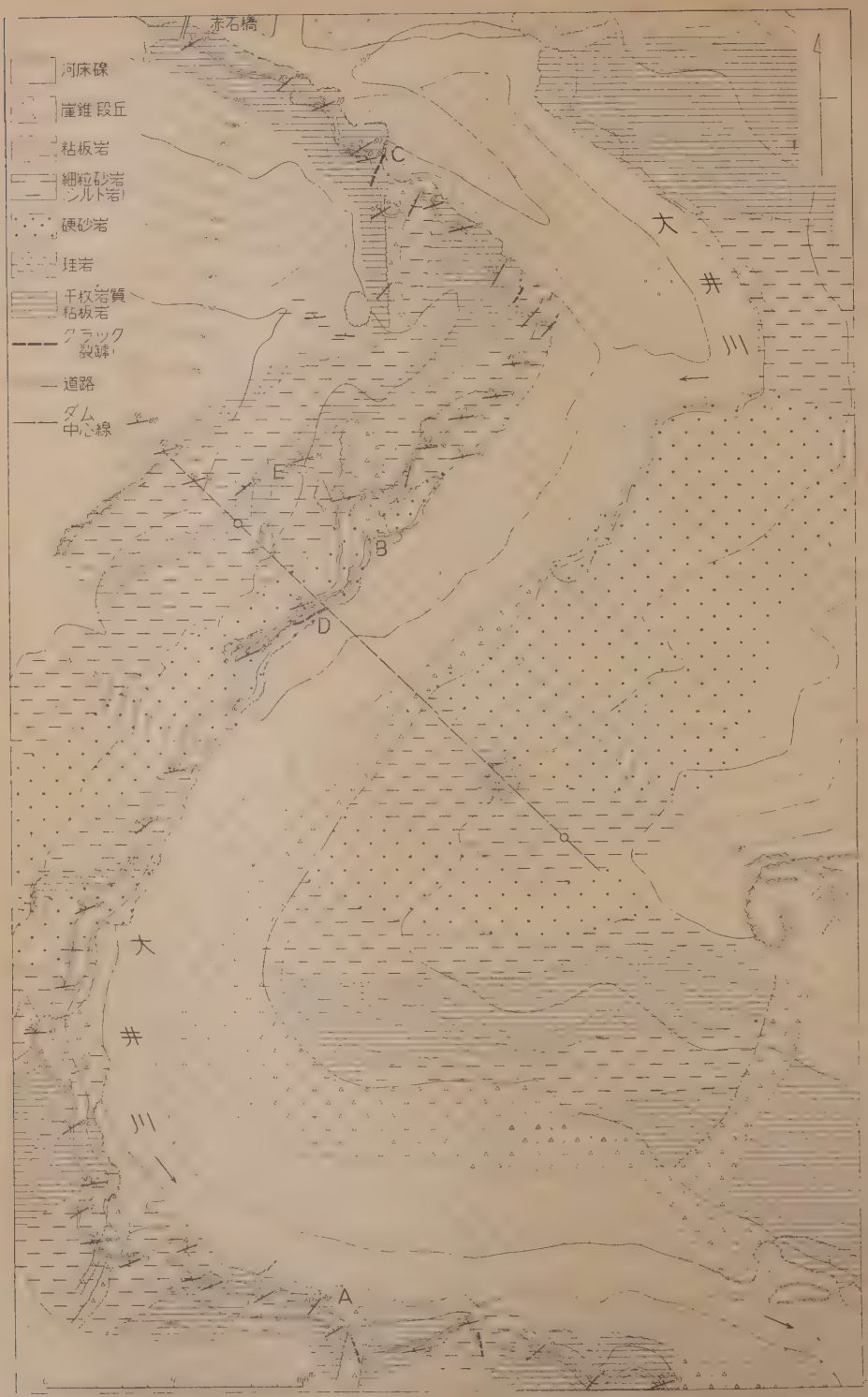
筆者はまず倉沢（樋島の下流2km）が本流に注ぐ合流点から，川沿いに露頭を観察して，5千分の1地質図（第2図）を作製した。続いて，赤石渡の吊橋から，下流に向かつて500分の1地形図をたよりに，右岸沿いの小径の露頭を調べた。なお右岸側の山陵も吊橋の下流 150 m 附近から登つて中心線まで達し，中心線沿いに谷底まで下つてみた。右岸側は大井川の増水中のため渡河ができず，やむなく右岸踏査の成果を作図により推定して余白を埋めたものである。したがつて，右岸側に関しては，この地質図（第3図）は信頼度が薄いことをあらかじめ断つておく。

5.1.1　近傍の地質概要（第2図参照）

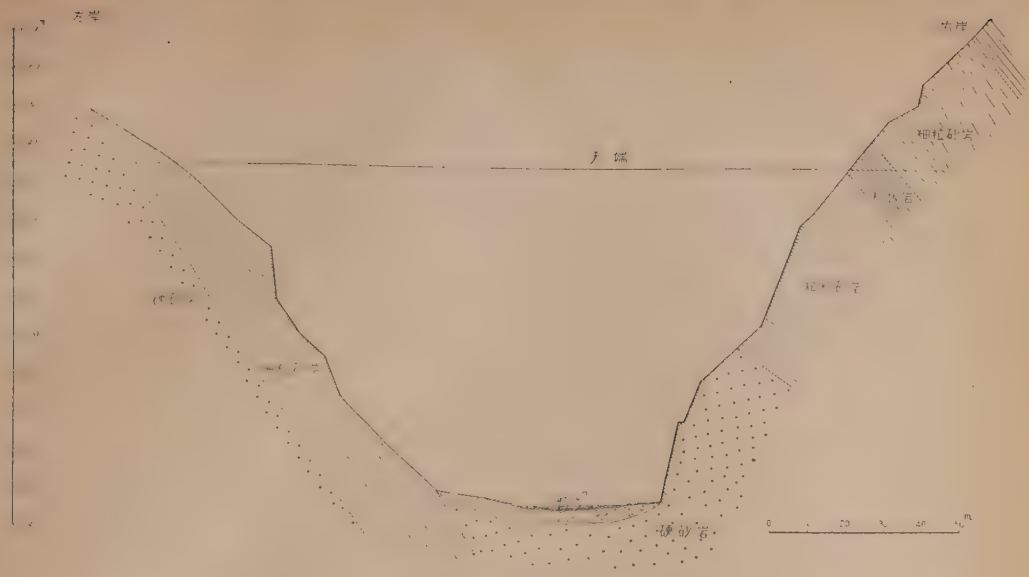
赤石ダム近傍における地層は，一般走向 N60～70 E で，北方に 50～70° 急傾し，砂岩と粘板岩との大規模な交互層をなし，単斜構造を示す。ダム中心線附近は，堅硬な砂岩の厚層が卓越している。この砂岩層の上盤にあたる黒色粘板岩層は，比較的珪化して硬質である。さらにその上部層にあたる赤石渡吊橋の北岸に露出する細粒砂岩層は，等間隔に数 mm の粘土質薄層を挟む特異な地層である。一方ダム中心線より 200 m 下流には，砂岩を挟在する粘板岩層が，前記ダム敷を占める砂岩層の下盤を形成する。この粘板岩層は下の水準に移るにしたがつて千枚質となつてくる。

5.1.2　ダムサイトの土木地質

地形　大井川が赤石渡の吊橋からZ字状の流路をとつて流下する区間は，非常に険しいU字型峡谷をなしており，ダム建設には好都合な地形となつている。河川敷の幅がやゝ広いのが唯一の欠点である。重力ダム中心線で切つた断面では，両岸斜面の地表勾配は 60～70° に達し，堤高：堤頂長の比は 52：100 という値を示した。



第 3 図 赤石ダム地点地質図



第4図　赤石ダム実測横断面地質図

岩質　重力ダム中心線はちようど細粒砂岩ないし硬砂岩の上にのる。堤高が 103 m までならば，右岸側の上方には風化の懸念ある粘板岩がほとんど引掛からないし，左岸側斜面は 103 m の堤高ならば，天端から河床までダムは全く同一の細粒砂岩の同じ層準に接着する。

アーチダムを想定した円弧状中心線のアバットメントも大部分が硬砂岩，一部細粒砂岩の上にのる。

土木地質的注目点　第3図中の **D** に示すように，右岸斜面の脚部に小裂罅があり，幅 25 cm の粘土を挟んでいた。また同図の右岸中段の **E** (粘板岩の帯が 1,110 m の等高線と交わる近辺) 近傍に，湧水する裂罅があつて，しかもこのものはダム中心線を切るようであつた。同じ図面の **C** から **B** にかけて地山に厚い崖錐の溜りがみられたが，これはあるいは **A** まで延びる断層であるかも知れない。これはダム中心線と交差するから，工事の障害となるおそれがあり，その本質は一応早急に探究する要があり，さしあたり **B** の 30 m ばかり上流の水際から西方に向かつて横坑をいれてみたい。

左岸側は踏査していないので，詳細は不明であるが，本流の東流区間で3カ所ばかり小破砕帯が路傍に観察された。これらが右岸の地山に連続しているか否かを検討するためにも，中心線に沿い上中下の3段に標高 25 m の横坑を入れてみて，漏水の懸念の有無を調査する必要がある。

5.2　奥日向ダム地点

この地点は寸又川に大根沢が注入する合流点の川下 200 m の箇所に位し，ダムサイト近傍には硬砂岩の厚層が卓越している。筆者はダムサイト附近では 500 分の1の地形図による地質踏査を試み，また湛水区域は合流点から 1.5 km ばかり上流まで歩いて大体の地質状況を知つた。以下その大要を述べる(第5図)。

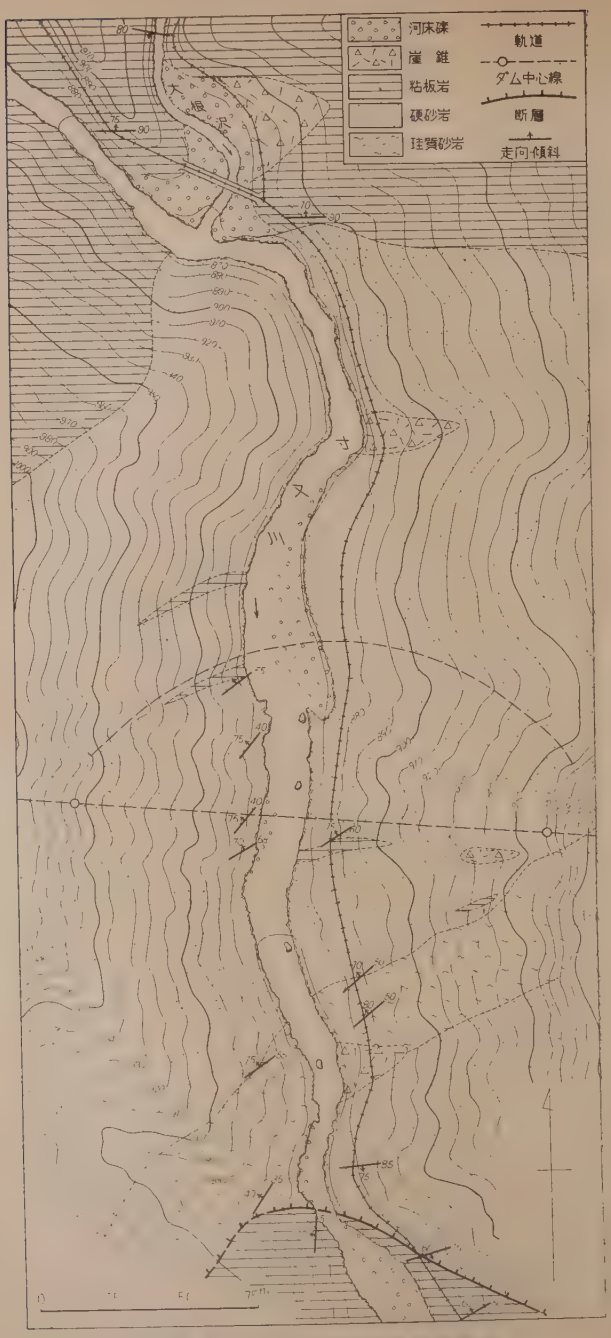
ダム中心線の川下 150 m の辺りから前記の硬砂岩は小断層で隔てられた粘板岩に変わる。また大根沢の合流点から上流も，粘板岩層が卓越するようになる。この地点附近の一般走向は N50～60°E で北方に 75° の急傾斜を示している。ダムサイトに現われる硬砂岩は黒色を呈し，すこぶる堅硬である。ダム中心線と営林軌道の交差する附近に，粘板岩のレンズが挟在するのを観察したほかは，全くまじり気のない良質の砂岩の続く箇所である。ダム中心線より下流 70m あたりからやゝ珪質となり，ますます硬さが増大する。この珪質砂岩は左岸斜面のはるか上方(標高 1,100 m)において，ダム中心線にでてくるものである。

前記の断層は，重力ダムの趾の部分よりやゝはずれるので，このサイトの地盤の支持力にはなんらの懸念はない。アーチダムの円弧状中心線の予想位置もほとんど同一の黒色の砂岩の上を通るから，この地点にはアーチダムの築造はなんらの懸念がない。

(昭和32年10月調査)

文　献

1) 公益事業局：昭和27年度水力調査書，第2章第4節大井川畑薙貯水池, p. 41～49, 1958
2) 公益事業局：昭和29年度水力調査書，第2章第5節大井川赤石貯水池, p. 63～71；第



第 5 図 寸 又 川 奥 日 向 地 点 地 質 概 要 図

4章第 3 節寸又川天池(奥日向)貯水池, p.166～173, 1955

3) 槇山次郎：日本地方地質誌, 中部地方, 第 20 節 三倉累層群, p. 75～78, 朝倉書店, 1954

4) 斎藤正次・木野義人：静岡県大井川畑薙水力発電地域地質調査報告, 地質調査所月報, Vol. 4, No. 8, p. 483～490, 1953

5) 田中治雄・松島 晃：千頭貯水池における底質について(概報), 電力中央研究所土木部報告, p. 1～53, 1958

6) 和久英雄・野々山朗：非川ホローグラビティダムの工事計画とその実績について (II), 発電水力, No. 34, p. 19～36, 1958

553.435 : 550.85(521.76)

紀伊半島中部地域の層状含銅硫化鉄鉱床調査報告（その1）

小村幸二郎*

Preliminary Notes on Bedded Cupriferous Pyritic Deposits in the Central Region of the Kii Peninsula (No. 1)

by
Kōjirō Komura

Abstract

This survey was performed for twenty days in May 1953 as one of the integrated survey program of the bedded cupriferous pyritic deposits in the central region of the Kii peninsula, using the topographic maps of 1 : 50,000, which is to be continued in future.

The central region of the Kii peninsula has been well known, for a long time, as one of metallic province that are characterized by copper.

This area belongs to the so-called Mikabu and Sambagawa zones, and is composed of black phyllite, green phyllite, and gravel bed and clay bed of Pleistocene. A metamorphism grade of these rocks becomes lower gradually from north to south.

There are five mines in the area and ore deposits occur in green phyllite, and are small in scale in general. The Kyōsei and Tombo mines are now working, and the others were abandoned.

要　旨

調査地域内の地質は，結晶片岩・千枚岩・粘板岩および砂岩等の古期岩類と，これらを不整合に覆う新期堆積層からなり，古期岩類は走向 N60°E～N70°W で傾斜 20°N の単斜構造をなし，北から南へ前記の順序に漸移的に移行している。

本地域内には，共盛・戸運保・平城・大杉・金谷等の層状含銅硫化鉄鉱床があり，いずれも緑色千枚岩中に存在する。調査当時は共盛・戸運保の両鉱床だけが採掘されていた。

いずれの鉱床も，ほゞ雁行状に配列する厚さ 10～50 cm の小鉱体の集合からなり，これらの小鉱体は厚さ 50～100 cm の幅傾内に賦存する。

一般に，鉱床は膨縮が著しい。

鉱石は黄鉄鉱と黄銅鉱とが密に混った含銅硫化鉄鉱を主とし，ときに，多くは鉱体の末端部や下盤際に鉱染状鉱石を伴う。品位は Cu 4～10 % であるが，ときに Cu 17 % に達することもある。鉱石組成鉱物は黄鉄鉱・黄銅鉱を主とし，ときに少量の閃亜鉛鉱・磁硫鉄鉱が認められる。

* 鉱床部

1. 緒　言

本調査は昭和28年度における本所事業計画の一部として行なわれたものである。

筆者は本調査実施以前，すなわち，昭和28年2月下旬に，奈良県吉野郡下市町および白銀村に分布する層状含銅硫化鉄鉱床の概査を行なつて，鉱床の位置ならびに稼行状況等を知ることができたので，継続第1年目の本調査にさいしては，層状含銅硫化鉄鉱床がもつとも多く分布し，それらのほゞ東端にあたる下市町栃原部落を中心とする区域を取上げた。

調査期間は5月初旬から下旬にかけて20日間である。

本調査区域内にある鉱山は，すべて層状含銅硫化鉄鉱床を対象とするもので，次に示すような鉱山がある。

稼行中の鉱山　　共盛鉱山・戸運保鉱山

休山中の鉱山　　平城鉱山・大杉鉱山・金谷鉱山

今回調査を行なつたのは共盛・戸運保の2鉱山で，他の鉱山はいずれも坑道はまつたく崩壊して調査を行なうことができず，わずかにその位置を知りえたに止まつた。

本調査にさいしては，共盛鉱の中田徳太郎氏ならびに戸運保鉱山の中田泰夫氏を初め，両鉱山の従業員各位の多大な援助を受けた。こゝに厚く御礼申上げる。

2. 位置および交通

本調査区域は紀伊半島のほゞ中央部にあたり，5万分の1地形図吉野山・五条・山上ケ嶽・高野山の4図葉の接合部附近で，奈良県吉野郡下市町・白銀村・宇智郡大阿太村・南阿太村の4町村にまたがつている。

調査地域に至るには近鉄吉野線下市口駅に下車し，これからバスまたは徒歩によるか，あるいは和歌山線五条駅で下車し，こゝからバスによる。両駅から調査地に至る経路は次の通りである。

1) 近鉄吉野線（吉野――阿部野橋）下市口駅 $\xrightarrow[3\,km]{バス}$ 栃原 $\xrightarrow[1\,km]{バス}$ 上原

2) 和歌山線（和歌山――王寺）五条駅 $\xrightarrow[13km]{バス}$ 宗檜村城戸 $\xrightarrow[9\,km]{バス}$ 上原

3. 地　形

本調査区域内の地形は，総体的には南進するにしたがつて次第に急峻となつており，海抜 1,000 m 以上の高峰が連なる吉野山嶽地の北縁部にあたる。

調査区域の大部分は山嶽地からなり，その北縁部を北東方から南西方へ流れる吉野川があるが，その南部は，一部を除いては，ほとんど山地になつている。栃原部落の背後には海抜 517 m の栃原岳を主峰として，海抜 350 m 前後の山が連なつている。一般に，山地の斜面は北方へは緩傾斜をなしているにかゝわらず，南，東および西斜面等では急傾斜をなしている部分が多い。これはこの附近を構成している千枚岩類の傾斜に支配された豚背構造によるものである。

丘陵地は吉野川南部の一部と，これより北方の広い区域を占めており，後者は北西方で金剛山塊に接し，海抜 200 m 以下の，起伏の多い丘陵性地形を示す。

吉野川流域の一部にはわずかに平地があるが，その大部分は水田となつている。

河川は少なく，最大のものは調査区域内の北縁部を流れる吉野川で，川幅は 250 m に達する部分もある。このほかにはみるべきものはなく，しいて挙げれば同川の支流として，下市町をほゞ南北方向に貫流するもの，戸運保鉱山の北部から滝部落を経てほゞ西方へ流下するもの，および大畑より湯川を経て北西方へ流下するものなどがある。

4. 地　質

本地域の地質は主として千枚岩類およびこれらを不整合に覆う洪積層・冲積層等から構成されている。

4.1 千枚岩類

千枚岩類は調査区域内の大部分を占めるもので，主として山地を構成している。本岩は20万分の1和歌山図幅および同説明書においては，秩父古生層下部の一員として，また50万分の1京都図幅においては御荷鉾および三波川式変成岩類の一員として取り扱われている。

本岩類には黒色千枚岩と，薄層をなしてこれと互層する緑色千枚岩とがある。これらの一般走向は N60°E～N70°W，傾斜は N5～35° であり，一般に，W～NW へ 5～15° の落しを示す褶曲軸をもつ，小規模の波状褶曲構造が多く，したがつて走向・傾斜等にはかなりの変化がみられる。

4.1.1 黒色千枚岩

調査区域のなかでもつとも広く分布するもので，吉野川をほゞ北縁とし，調査区域の南縁にあたる平原まで連続し，さらに区域外の南部にも広く分布する。本岩は黝色ないし黒色で葉片状に剝げやすく，レンズ状石英・石英細脈等を挟み，片理面に平行な滑面では絹糸光沢をはなち，また，著しく風化している部分は淡緑色ないし白色を呈することが多い（第4図）。本岩中には比較的に剝理性のない砂岩様の部分（第5図），または粘板岩・頁岩様の部分等がある。これらは南進するにつれてやゝ量を増す傾向があるが，全般的にはいずれも薄いもので地質図上では区別することが困難であるため，第3図には一括して黒色千枚岩として取り扱つている。また，黒色千枚岩中には，局部的に，きわめてせまい範囲で緑色を呈する部分がある。第6図は善城小学校の南東方 500 m 附近においてみられる黒色千枚岩中の緑色部をスケッチしたものである。いずれの緑色部も形状が不規則であつて，緑色部と黒色部の片理は両者に共通して同一方向をなす。

黒色千枚岩を構成する鉱物は，主として微粒の石英・長石等で，このほかに塵状の石墨・緑泥石および絹雲母等を夾雑する。普通，石墨を多く含む部分は黝色ないし黒色を呈するが，緑泥石等をやゝ多量に含有する部分は暗緑色で，両者の境界は不明瞭のことが多い。一般に，調査区域の北西部は黒色片岩の様相を呈し註1)，南部に至るにしたがつて，次第に黒色千枚岩様となり，さらに

註1) 吉野川沿いに露出するもので，西部の調査を行なつていないので判然としないが，飯盛鉱山附近の三波川結晶片岩の東方連続部に相当するものと思われる。

1. 戸運保鉱山　2. 金谷鉱山　3. 共濡鉱山　4. 大杉鉱山　5. 　山

第3図 吉野郡下市町附近地質図

調査区域の南縁においては黒色粘板岩，砂岩様を呈する傾向がある。本岩中には著しく珪質で，石英千枚岩と呼ばれる珪質岩が挾まれているが，いずれも延長数 m，厚さ数 10 cm のものが多い。本岩は石英の微粒の集合からなり，きわめて少量の石墨・絹雲母を含有し，暗色を呈することが多い。本岩は黒色千枚岩の一岩相とみなされるもので，一部には，次第に緑色千枚岩に移化するものもみられる。

4.1.2 緑色千枚岩

こゝで緑色千枚岩と呼ぶものは，黒色千枚岩の場合と同様に，著しい剝理性を有するものと，堅硬で，わずかに片理をもつものとの総称であるが，黒色千枚岩中に片岩様の部分があると同様に，本岩中にも，区域の北西縁部附近には，緑色片岩様の部分がみられる。本岩は前記の黒色千枚岩に較べればきわめて薄く，後者中に薄層をなして夾有されるものが多い。また，その分布範囲は後者のそれに較べればきわめて狭く，主として，奥の谷から滝附近へかけて露出しており，中村附近では両者の互層の厚さは約 200 m と推定される。

本岩は淡緑色ないし緑色を呈し，葉片状に剝げやすいもののほか，やゝ堅硬で，わずかに片理の発達している程度のものもあり，これは岩質緻密で濃緑色を呈するものが多い。

緑色岩中剝理性の著しいもの，緻密堅硬で片理性のあまりないもの，および片岩様のものなどの相互境界は判然としない場合が多い。

これらを検鏡すれば，これらの間には大きな差異は認められず，主として，石英・長石・方解石等の集合と鱗片状の緑泥石・絹雲母，粒状の緑簾石等からなるが，とくに剝理性の著しいものは緑泥石・絹雲母等が多い。

4.2 洪積層

更新統の礫層および粘土層からなり，千枚岩類・緑色岩等を不整合に覆つて，吉野川以北および吉野川南部の野原町・滝・丸尾・峯山附近に分布し，低平な丘陵地を形成する。

4.2.1 礫層

洪積層の大部分を占め，当地方では，その礫は“[illegible]石”または“馬糞石”と呼ばれている。礫の大部分は千枚岩・輝緑凝灰岩・輝緑岩・珪岩等の円礫で，直径 10 cm 以下のものが多いが，なかには 20 cm に達するもの

もある。

4.2.2 粘土層

洪積層の比較的下部に多く，区域内には露出はきわめて少なく，戸運保鉱山から丸尾部落を経て下市町へ通ずる道路の切割にわずかにみられる。この切割にみられる粘土層の厚さは約2m で，淡青白色を呈し，著しく粘性の強いものである。

4.3 冲積層

主として吉野川流域の平地をなすもので，砂・礫・泥土等からなる。

5. 地質構造

本調査区域の大部分を占める千枚岩類には，局部的には，小規模の褶曲および断層が発達していて走向・傾斜の変化が著しいが，全体的にみれば北方へ緩やかに傾斜する単斜構造を示している。

5.1 褶曲

小規模の褶曲は区域全体にわたつてみられ，とくに黒色千枚岩中に多い。褶曲軸の落しは N60°W ないし W へ5～15° を示す。褶曲構造のうち比較的に注目されるものは平城鉱山附近から落し N65°W へ10° 内外の軸をもつ向斜構造であるが，これも地質を大きく支配するほどの規模ではない。

5.2 断層

本区域は断層の著しく少ない区域であり，地質に大きな影響を及ぼすほどのものはないが，やゝ注目すべきものとして，栃原・中村両部落間道路の谷を通るものがある。この断層は共盛鉱床の下部を切るもので，同鉱山の盛業時の従業員の話によれば，その落差はかなりあつて両側が相対的に上つているということである。

6. 鉱床

本調査区域内に分布する平城・大杉・共盛・金谷・戸運保等の層状含銅硫化鉄鉱床群は，紀伊半島に分布するこの種鉱床の分布からみれば，その最東端部にあたる。また，大杉鉱山の北東方約 18 km には半島内最東端に位置する奈良県吉野郡四郷村字三尾の三尾鉱山がある。

本区域内において，これまでに発見された金属鉱床はいずれも層状含銅硫化鉄鉱床で，これ以外にはほとんどみるべきものはない。

従来稼行されたことのある鉱山は平城・大杉・共盛・金谷・戸運保等の5鉱山で，このほかに，鉱区は設定されているがまだ稼行されたことのない笠松鉱山がある。

これらの鉱床はすべて緑色千枚岩・黒色千枚岩および緑色岩等の互層中に，緑色千枚岩を母岩として胚胎するもので，一般に，規模は小さいが，銅品位は高く，やゝ不規則な形態をなす。

これらの鉱床が発見された時期はそれほど古くはなく，いずれも明治 20 年頃に開発されたようである。いずれの鉱床も規模が小さいので鉱業界の盛衰の影響を受けることが著しく，所有者も幾度か替わつて休山することも多く，現在はわずかに共盛・戸運保の2鉱山が小規模に操業しているにすぎない。

休山中の鉱山のうち大杉鉱山は遠からず再開される模様である。

平城鉱山は山頂に近い急傾斜部に坑口を設けて採掘を行なつた模様であるが(第7図)，旧坑口附近は風化作用が著しく，現在は崖崩れを伴い観察することはできない。

金谷鉱山は坑口が栃原部落の北端に近い谷沿いの道路傍にみられるが，坑内は水没または崩壊して入坑することはできない。坑口の位置から推定すれば，金谷鉱床は共盛鉱床より上盤側に存在しているように思われる。

休山中の鉱山は第2，3図にその位置だけを示した。

7. 鉱石

いずれの鉱床においても，鉱石は少量の金・銀・亜鉛等を含有し，主として黄鉄鉱および黄銅鉱からなる緻密塊状の珪質鉱である。

また，一般に，縞状鉱・鉱染鉱等は少ないが，一部には鉱体の末端近く，あるいは比較的銅品位の高い塊状鉱の下盤に，厚さ3cm 内外の黄鉄鉱を主とする鉱染部を伴うことがある。

8. 鉱床各説

8.1 共盛鉱山

8.1.1 位置および交通

本鉱山は下市町栃原部落地内にあり，現在操業中の坑口は栃原分教場の南下方にある。

奈良交通バス栃原停留所に至る経路は前述の通りであり，本鉱山はこれよりさらに北方約 600 m の所にある。

8.1.2 鉱山の沿革および現況

鉱区番号：奈良県採登 6号，19号，21号，36号

鉱種名：銅

鉱業権者：中田徳太郎 吉野郡下市町栃原

鉱業権は初め田中銀之助が所有していたが，のちに数人の手を経て，昭和元年に日本鉱業株式会社の所有となり，その後休山していたが，同27年に中田徳太郎の所有となり，同年より採掘を開始するとともに，現在は下部旧坑の取明けに努力している。明治40年前後の約10年間は本鉱山の全盛時代であつた。

現在採掘されているのは共盛鉱床の上部で，往時盛ん

に採掘された下部の大部分は水没するか，または崩壊して現在観察することはできない。

現在は従業員6名で，主として手掘りによつているが採掘された鉱石は最上部坑口にある手選場に集め，貯鉱が多くなると坑内作業を一時中止して選鉱を行ない，採掘・探鉱および選鉱を適宜交互に行なつている。

鉱石は山元から下市口駅までは牛車で運搬され，こゝから貨車積によつて兵庫県の飾磨港へ，さらにこゝから船便で大分県佐賀関製煉所へ送られている。

昭和27年再開以来約1年間の出鉱量は約 100 t である。

8.1.3 地質および鉱床

走向ほゞ E-W，傾斜 10～25°N を示す緑色千枚岩中に胚胎する層状含銅硫化鉄鉱床である。母岩は第3図において，栃原附近に広く分布する緑色千枚岩・黒色千枚岩の互層の一員である。本岩の厚さは正確には不明であるが，最上部坑道の引立附近において，落差約 13 m と推定される正断層によつてみられる上・下限から計算すれば 10 m 前後ということである。

鉱床は前述の緑色千枚岩中に胚胎していて，ほゞ西方へ5° 内外の落しを示す。一般に，鉱体は膨縮が著しく，また分岐する部分がかなり多いので，鉱体と母岩の片理とは斜交していることが多い。現在採掘している部分の東方下部にみられる走向延長約 10 m，傾斜延長約 2.5 m，厚さ 0.1～0.5 m の小鉱体はこの1例であつて，層状含銅硫化鉄鉱床に類するものとしては，特異な形態をなして母岩の片理と数10° の角度をなして斜交している（第9図）。

母岩は濃緑色で著しく硬い部分と，淡緑色で比較的に剝げやすく軟弱な部分とがあるが，このような母岩の差異と鉱体の膨縮との間には密接な関連性がみられる。すなわち，母岩が前者の場合には鉱体の厚さは急に減じ，かつ塊鉱のみからなるが，後者の場合には肥大し，かつ鉱染鉱を伴なう傾向がある。このような関係は現在採掘されている部分では例外なしに認められることである。

このように，母岩の差異と鉱体の膨縮との関係はきわめて密接であつて，本鉱床の成因を暗示する一つの鍵とも考えられるので注意すべきことである。しかしながら坑内の大部分が充塡されていて，この関係を局部的に観察しえたにとゞまるので，さらに拡張して考慮するには至つていない。今後下部の旧坑の取明けが進んで旧富鉱部附近を詳細に観察することができれば，なおこの点が明らかになるものと思われる。

鉱床の膨縮と母岩中の鉱体の占める位置との間にも前述と類似する関係がみられる。すなわち，鉱体が緑色岩中にあつて，その上盤側または下盤側の黒色千枚岩から離れている場合には鉱体は肥大するが，鉱体の位置が次第に上盤側または下盤側の黒色千枚岩に接近するにしたがつて，次第に厚さを減ずる傾向がある。現在採掘している鉱体の一部では上盤側の黒色千枚岩に接近し，両者の間隔は約 30 cm となり，鉱体の厚さは 7 cm 前後であるが，これより約 5 m 上部では鉱体は厚さ約 20 cm あり，両者の距離は前の場合より離れて，坑内では黒色千枚岩はみられない。

最上部坑道の坑口に近い北側坑道壁にみられる鉱体は現在採掘されているものの上部にあたる。このほかには第9図に示した鉱体が現在のところ最下部にみられるのみである。

鉱体の上盤および下盤際には，10 cm 以下の範囲に，淡緑色ないし白色の粘土質物があるが，このうち淡緑色部は明らかに母岩の組織を残していることから，これは鉱床生成に伴つて母岩が変質作用を受けてできたものであろうと考えられる。この変質物は主鉱体の両盤際にみられるばかりでなく，分岐した鉱体の周囲，鉱体が尖滅した部分の周囲にもみられる。

本鉱床には所々に鉱体の分岐する部分がみられるが，この分岐部の形態と母岩の片理との関係は第9・10図に示す通りである。これら分岐鉱体と主鉱体との間には鉱石の組成鉱物の種類・組織・銅品位等にほとんど差は認められない。

鉱石はほとんど塊状の緻密鉱であつて，銅品位は5% 前後で，かつ均質であるが，ときには17 % に達する部分もある。

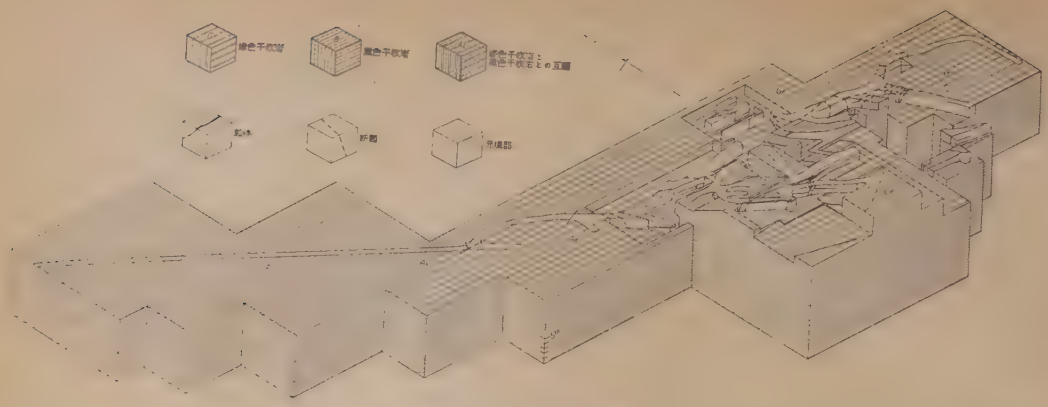
8.1.4 結 語

現在採掘を行なつているのは共盛鉱床の上限近くのごく一部である。入坑できる部分の多くが採掘済みであるから，今後はまず下部旧坑の取明けを行なつて，旧富鉱部の状況，残鉱等を充分に確かめる必要がある。また，貯鉱場のある坑道準以上の部は従来探鉱があまり行なわれていないので，まず下部の取明け後に，この部分の探鉱を計画すべきである。

本鉱床には，前述のように，鉱床と母岩との間に 2,3 の特徴が認められるが，これは探鉱または採掘計画の立案にさいして，参考資料となるものと思われる。

断層の多いことも本鉱床の1特徴である。

このために探鉱はなかなか困難のようであるが，多くの場合鉱石の引ずりがみられることと，いままでに知られているものは例外なく正断層であり，その規模も，最上部坑道の引立附近でみられる落差 10 m 以上のものが最大であつて，これ以外はあまり大きくない。したがつて，前述の特徴を考慮すれば鉱量によつて失なわれた鉱体を把握することもそれほど困難ではない。



第 12 図 戸運保鉱床主体模式図

坑内にはまだかなり残鉱が期待されているから，まず旧坑の取明けを行ない，未着手部分の探鉱を含めた採掘から選鉱への一貫作業を行なうことが望ましい。しかし以上の構想によれば作業能率をあげるためにも，現在の従業員数では不可能であるから，その拡充が先決であると思われる。

8.2 戸運保鉱山

8.2.1 位置および交通

共盛鉱山の北西方約 1.5 km，下市町と宇智郡南阿太村との境界附近にある。

8.2.2 鉱山の沿革および現況

鉱区番号　奈良県採登 69 号

鉱 種 名：銅

鉱業権者：中田嘉市郎　吉野郡下市町字栃原

昭和 4 年に現共盛鉱山主中田徳太郎によつて開発された。初めは同人と中田嘉市郎の共同で経営したが，同 27 年 8 月以降は後者の単独経営となり，以後稼行中である。

従業員は 6 名で，鉱石は最下部の運搬坑道の坑口近くにある貯鉱場に送られ，手選によつて銅鉱と硫化鉱とに大別されている。出鉱量は手選精鉱約 10t/月である。現在は採掘を行なう一方，最下部の運搬坑道引立から南へ向かつて，かつての採掘鉱体を目標に探鉱掘進を行なつている。

鉱石の運搬経路は共盛鉱山の経路と同様である。

8.2.3 地質および鉱床

本鉱床は共盛鉱床と同様に，緑色千枚岩中に賦存する。鉱床は現在の採掘部とこれに近い旧採掘部との 2 鉱床からなる。旧採掘部は水没または崩壊して入坑できないので詳細不明である。したがつて，これと現在の採掘部との関係も明らかではない。

現在の採掘鉱体は走向延長に約 80 m 続いているが，すでに開発された部分は上部末端より傾斜方向に約 45 m (深さ約 10 m) の間である。鉱床は一般走向 N60°E～N70°W，傾斜 5～25°，厚さは膨縮が著しく，肥大部は 60 cm に達する部分もあるが，通常は 15 cm 以下が多い。鉱床附近には軸が W～N75°W へ 5～10° の落しを示す小規模の波状褶曲が発達していて，鉱体の形態は母岩の褶曲構造に支配されて波状に褶曲し，褶曲軸部では肥大し，翼部では薄くなつていることが多い。また，肥大している部分では鉱体と母岩の片理とは斜交していることが多い。

鉱床は数枚の板状小鉱体がきわめて接近して雁行状を呈し，いずれも緻密塊状の硬い鉱石からなる。各鉱体は，全般的にみて，母岩の片理にほゞ平行になつているが，その層準はほゞ限界があつて，鉱体がとくに肥大している部分 (上部坑口附近の厚さ約 60 cm の部分) 以外は，一般に，厚さ 50 cm 位の層準中にあつて，これよりも上盤または下盤にはない。

第 13 図は最下底の運搬坑道から上部へ通ずる分岐点附近，その他にみられる鉱体と層準との関係をスケッチしたものである。この図に示したものは 2～3 鉱体の連続状況が割合にはつきりとみられる例である。

鉱体相互の間および鉱体と母岩との境界部にはつねに淡緑色ないし灰色の粘土様の部分があり，所々に母岩の組織を残している。鉱体と母岩との間にあるものには厚さ 15 cm に達する場合もあるが，大部分は 5 cm 以下である。これは鉱体に伴うばかりではなく，鉱体の尖滅後もその層準内に母岩の片理に多少斜交したかたちかなり続いている。この例は運搬坑道の分岐点から探鉱坑道の引立にかけてみられる。ここでは，厚さ約 5 cm の灰色の変質物が鉱体の東部尖滅部からさらに東方へ約 20 m の間に，母岩の片理にほゞ平行，あるいは小角度で斜交している。また，探鉱坑道の引立近くではその厚さは約 10

cm となり，その中に本鉱体とまったく同様の緻密塊状で銅品位の高い鉱石が 20 cm×10 cm×2 cm の小鉱体をなして産する。このように，本鉱体とこの小鉱体とを連絡している変質物は一種の鍵層ともみられるので探鉱にさいしては参考資料として取り扱うことができる。

一般に，鉱体の上盤側の母岩は濃緑色で硬く，下盤側は比較的に軟弱で剝げやすい。その片理面には葉片状に石英細脈が入り，緑色と白色の縞をなす部分がある。鉱体と母岩との間のこのような関係は，戸運保鉱床全般に共通することである。上盤側に緻密で硬い緑色岩がなく，両盤ともに軟弱な緑色千枚岩からなることはあるが，しかし，下盤側に前者がくることはない。

本鉱床にも断層は若干あるが，共盛鉱床に較べれば少なく，かつ規模も小さく，落差 1 m 前後のものが多い。褶曲はかなり多くみられ，いずれも波状のきわめて小規模のもので，断層と同様に，採鉱・探鉱にさいしてそれほど支障はない。

鉱石は主として緻密塊状であつて含銅品位は均質な部分に高く，また，鉱体の下盤側には銅品位のきわめて低いいわゆる素硫化鉱もある。塊状鉱の下盤または鉱体の末端等には，部分的に，黄鉄鉱を主とする鉱染部がある。

8.2.4 結　語

現在本鉱山では採掘を行なう一方，運搬坑道の東部引立から南（下盤）へ立入坑道を掘進しているが，これは既採掘部と現在の採掘部との関係を知るうえにはなはだ効果がある。

既述のように，現在は従業員に余力はないが，できうれば旧坑の取明けを行なつて新旧の採掘部の相互関係を調べ，戸運保鉱床の全貌を把握したうえで将来の探鉱方針を立てるべきであろう。

現在の採掘鉱体は，上部から最下底の運搬坑道準までほとんど採掘済みであるから，今後は運搬坑道準以下を目標として開発することになろう。

運搬坑道の坑口は，その前方約 10 m を流れる川の水位の約 2 m 上位にある。現在でも運搬坑道の東部引立附近には坑内水がかなり溜つているので，下部鉱体の採掘にさいしては，坑内水の処置がもつとも重要である。坑内水に対する懸念は既採掘区域についても考えられることであるから，本鉱床下部の採掘の成否は，一にかかつて坑内水の処理にあるということができる。

9. 結　論

本区域に広く分布する変成岩類は，北方には変成度の高い結晶片岩類似のものが分布し，南に向かつて次第に変成度が低くなつて，千枚岩類が大部分を占め，さらに南進して平原附近になると，千枚岩類のなかに粘板岩・砂岩様の薄層を挟む。このように，構成岩類の変成度は見掛上の層序からみて，下部より上部に向かつて高くなつていて，しかも前記の両帯の間は画然と区別することは困難である。

地質構造はきわめて単調で，規模の大きな断層・褶曲等はなく，全体として北方へ 20° 内外の単斜構造をなしている。

本区域内の鉱床はすべて緑色千枚岩中に，ほゞ一定の層準に胚胎するから，今後の新鉱床探査の候補地としては，大杉鉱床の北東方附近および前記両鉱山の西方が一応挙げられるが，地質状況からみれば，規模の大きな鉱床はきわめて望み薄と思われる。

（昭和 28 年 5 月調査）

（なお本文中第 3 図および第 12 図以外は省略致しました。）

553.435 : 550.85(521.76)

紀伊半島中部地域の層状含銅硫化鉄鉱床調査報告（その2）

小村幸二郎*

Preliminary Notes on Bedded Cupriferous Pyritic Deposits in the Central Region of the Kii Peninsula (No. 2)

by

Kōjirō Komura

Abstract

This survey was performed in September in 1954 as one of the integrated survey program of the bedded cupriferous pyritic deposits in the central region of the Kii peninsula.

The geology of this area is composed of the older rocks that belong to the so-called Mikabu and Sambagawa zones and Chichibu zone, and these zones change gradually to transitional zone about 1 km in thickness.

Bedded cupriferous pyritic deposits are embraced in green or black phyllite, which are small in scale.

Ore minerals are chalcopyrite, pyrite, zincblende and pyrrhotite etc. In generally, copper content of the ores is about 3～8 %.

There are six mines as follows:

Working mines: Osugi and Kanehara

Closed mines: Yamato, Kōyō, Happo and Kuroishi

要　旨

本調査地域内の地質は御荷鉾および三波川帯の千枚岩類，これの南部に分布する秩父帯の粘板岩・砂岩・輝緑凝灰岩等とこれらを貫く蛇紋岩とからなり，御荷鉾および三波川帯と秩父帯とは漸移関係にあるもののように思われる。

地域内には金原・光陽・八宝・大和・黒石等の層状含銅硫化鉄鉱床があり，緑色千枚岩または黒色千枚岩中に存在している。調査当時はいずれの鉱山も休山中で，坑内は崩壊し，僅かに大和鉱床において鉱体の一部が観察されたにすぎない。したがって，鉱床の規模も明らかにし得なかった。

いずれの鉱床においても，鉱石は緻密な含銅硫化鉄鉱を主とするもののようで，品位は Cu 5 %前後，良質部は Cu 10 %に達する。

鉱石鉱物は黄鉄鉱・黄銅鉱を主とし，少量の閃亜鉛鉱・磁硫鉄鉱が含まれている。鉱石の組織のなかでもっとも特徴的なことは，黄鉄鉱にコロフォーム構造がみられることで，このような鉱石は変成度の低い母岩中の鉱石ほど顕著にみられる。

* 鉱床部

1. 緒　言

紀伊半島中部地域に分布する，層状含銅硫化鉄鉱床については，さきに第1次調査として，共盛鉱山および丁連保鉱山を中心とする区域を終了し，その結果はすでに報告[1]した。

本調査は前調査に引続いて第2次調査として行なわれたもので，期間は昭和29年9月初旬から下旬に至る22日間である。調査地は前年度施行地の南部，すなわち奈良県吉野郡下市町平原から同郡宗檜村平雄に至る区域である。

本区域に分布する層状含銅硫化鉄鉱床については，従来あまり調査研究が行なわれていない。したがって文献もきわめて少なく，わずかに2,3あるにすぎない。

本区域に分布する層状含銅硫化鉄鉱床は，すべて黒色千枚岩を主とする古期岩類中にあり，いわゆる三波川式結晶片岩中にあるものに較べて，母岩はもちろん，鉱床の形態や鉱石鉱物の組織等かなりの差異が認められる。

第1次調査区域の層状含銅硫化鉄鉱床は，すべてが緑色千枚岩中にあるのに反して，今回の調査区域内の鉱床の多くは，黒色千枚岩中にある。

2. 位置および交通

本調査区域は前年度調査区域の南部にあたり，奈良県吉野郡下市町・白銀村・賀名生村・秋野村・丹生村・宗檜村・宇智郡大阿太村・野原町・南宇智村の9カ町村にまたがつている (20万分の1地勢図和歌山，5万分の1地形図高野山・五条・山上ヶ嶽・吉野山)。

本区域に至るには，和歌山線五条駅または近鉄吉野線下市口駅に下車し，こゝからバスによる。それぞれの経路は次のようである。

3. 地 形

本区域の地形は，地質の差異により，山嶽地・丘陵地および平地等に大別することができ，一般に，南進するにしたがつて急峻となつている。

区域の大部分は山嶽地であつて柚野山(海抜 849.9m)を最高とする海抜 400 m 以上の山が連聳し，東方は大峯山(海抜 1,500 m 前後)に連なつている。山腹は，古期岩類が北方へ緩く傾斜しているので，北斜面はこれに影響されて緩傾斜をなしている部分が多いが，その他の東・西・南斜面は比較的に急傾斜をなし，一部には懸崖をなす所もある。

丘陵地は本区域の北西の一隅にあり，海抜 200 m 以下の緩やかな起伏をなし，大部分が農耕地として開拓されている。

平地はきわめて少なく，わずかに野原町の一部を占めているにすぎない。

河川のうち，やゝ大きいものは丹生川と長瀬・十日市・城戸を通り，前者に注ぐ黒滝川とがある。これらはいずれも古期岩類の地層の走向に沿い，またはこれと直交しながらかなり著しく蛇行して西方へ流下し，五条町の南方で吉野川に注いでいる。

河川のなかでもつとも水量の多い丹生川には，発電所の新設工事が進められている。

4. 地 質

区域内の地質は 50 万分の 1 京都図幅において，御荷鉾および三波川変成岩類・時代未詳古生層として扱われている古期岩類と，これらを不整合に覆う洪積層および沖積層，ならびに前記古期岩類を貫く蛇紋岩等から構成されている 第2図)

4.1 沖 積 層

沖積層は本区域の北西の一隅を占め，大部分が水田となつている。本層は礫・泥土等から構成されている。

4.2 洪 積 層

洪積層は古期岩類を不整合に覆つて，海抜 200 m 前後の丘陵地として分布している。本層は大部分は拳大以下の円礫を主とする礫層で，そのなかに青白色の粘土の薄層が挟まれている。これらの礫・粘土等についてはすでに報告済みであるからこゝには割愛する。洪積層が古期岩類を不整合に覆つている部分は，数カ所においてみられるが，そのなかで，両者の関係がもつともよく観察できるのは，五条から南阿太村島野へ通ずる道路沿いである(第3図)。

4.3 古 期 岩 類

区域の北半部に分布する古期岩類は，主として黒色千枚岩であり，また，これと互層をなす薄い緑色千枚岩がある。南半部にあるものは粘板岩・硬砂岩・輝緑凝灰岩等である。

これらの古期岩類は 50 万分の 1 京都図幅においては御荷鉾・三波川式変成岩類と時代未詳古生層(秩父帯)とに分けられ，両者は峰部落の南方を経て十日市部落の北縁部を通り，さらに南西方へ走る構造線によつて区別されている(第4図)。

いわゆる三波川帯・御荷鉾帯・秩父帯等については，古くから調査研究の対象となり，種々論議されてきたものである。従来御荷鉾帯は三波川帯および秩父帯とは構造線をもつて境して扱われてきたが，その後の研究の進歩によつて，これら3者の層序関係，構造，変成様式等が次第に明らかになるとともに，従来の解釈にも相当に修正が加えられた。これら3者の間にはまた層序上および構造上からも多くの問題が残されているが，これらの変成度の差異は漸移的であり，また，変成様式等もほゞ一様であることが数カ所で認められている。

調査研究が充分に進んでいない本地域の三波川・御荷鉾・秩父帯の関係は，他の地域における古くからの解釈を踏襲して，大規模な構造線をもつて境させてきた。

古期岩類については，便宜上京都図幅にならつてこれを御荷鉾および三波川帯と時代未詳の古生層(便宜上秩父帯と呼ぶ)とに2分して述べる。

第 2 図　1. 平垣鉱山　2. 大杉鉱山　3. 共盛鉱山　4. 戸選保鉱山　5. 金谷鉱山
6. 金原鉱山　7. 光陽鉱山　8. 八宝鉱山　9. 大和鉱山　10. 黒石鉱山

4.3.1 秩父帯

こゝで秩父帯と呼ぶものは区域の南部を占め，変成作用をあまり受けていない部分であつて，主として粘板岩・硬砂岩・輝緑凝灰岩等からなり，このほか一部にはこれらを貫く蛇紋岩体もある。これら岩類の層理の一般走向は N70°E～N70°W，傾斜は 10～40°N で，後に述べる御荷鉾および三波川帯のそれとまつたく同様である。

粘板岩は古生層の地域に普通にみられる黒色粘板岩で，厚さ 5 mm 内外の板状に剝がれやすい。長谷の南方では本岩と硬砂岩とが厚さ 5 cm 内外の縞をなすのがみられる(第 5 図)。本岩を構成するおもな鉱物は粘土質物と石英とであるが，粘土質物は北方へゆくに従つて次第に絹雲母・緑泥石等に変わつている。

硬砂岩は本帯の東部に広く分布し，かつ一般に，南進するに従つて粒度は次第に粗くなつている。本岩と粘板岩との境界は判然としない場合が多い。

輝緑凝灰岩は区域の南部に広く分布している。本岩の大部分は緑色を呈するが，一部には赤色を呈する部分もあり，両者の境界はきわめて不規則な形を示すことが多い。

蛇紋岩は以上の諸岩を貫いて本帯の西部にみられるが，周囲の岩石との境界は不明瞭である。

本帯中には一部に黒色千枚岩の薄層が挟まれているが，その多くは厚さ数 m 以下であつて，南進するにしたがつて次第に少なくなり，ついには消失するに至る。この地点は粘板岩の北限の南方 400 m 附近であつて，これより南部にはほとんどみられない。このようなことは原岩の岩質の相違によつて，変成産物が違つてくること，変成作用がかならずしも一様でないために起きるもので，その結果両帯は全般的に漸移関係を示すものと考えられる。

4.3.2 御荷鉾・三波川帯

本帯を構成する岩石は主として黒色千枚岩，これに挟まれる緑色千枚岩，およびこれらを貫く蛇紋岩等である。このなかでもつとも広く分布するものは黒色千枚岩であるが，これに反して緑色千枚岩はきわめて狭く，やや注意すべき露出地は高嶽附近・十日市附近等である。本区域内の緑色千枚岩は前年度調査地に分布するものと較べると，金原鉱山附近を除いて，一般に，剝理性は弱い。鉱物組成も前年度調査地のものと較べて大差はないが，南部ほど変成鉱物が少なくなつている。

変成度の差異を比較的によく示すものは黒色千枚岩であつて，前調査地のそれと本調査地の峯出—唐戸を結ぶ線以南にあるそれとの間には，かなり大きい差異が認められる。すなわち，前者の大部分は，すでに報告したが変成鉱物を多量に含んで著しい剝理性を示し，片理面は絹糸様光沢を呈するが，その南縁，平原附近，および広橋附近よりともに南方ほど変成鉱物の量は次第に少なくなり，さらに南方広橋と峯出とのほゞ中間と賀名生村滝附近を結ぶ線附近には，剝理性のあまりみられない石英の粗粒を主とする砂岩と，緻密な黒色粘板岩の薄層からなる互層がみられる。このうち砂岩部は東方へ向かい，粘板岩部は西方へともに漸次厚くなつてゆく。さらに南進するにつれて相方ともに厚くなり，峯出の南方約 1km —十日市の北縁—黒石鉱山附近を結ぶ線附近では，前記秩父帯の粘板岩および硬砂岩に移化している。しかし，この移化する線より南部にも千枚岩類がないわけではなく，これについては先に述べた通りである。千枚岩類から粘板岩および硬砂岩等に移化する線は，これらの層理の走向方向にほとんど平行である。

千枚岩類を貫く蛇紋岩は，唐戸および大和鉱山附近に露出している。普通は暗緑色を呈するが部分的に黄緑色を呈し，網状の方解石細脈に貫かれていることが多い。本岩は主として蛇紋石からなり，少量の緑閃石・緑泥石・石英・方解石およびきわめて少量の黄鉄鉱・滑石・燐灰石等を混有している。

5. 地 質 構 造

前年度および今年度調査区域は，紀伊半島中部地域のなかで，断層・褶曲等のもつとも少ない区域であつて，地層の走向・傾斜は前述の通りほとんど変化がなく，単斜構造をなしている。

断層は数条みられるが，いずれも規模はあまり大きくはない。

従来御荷鉾・三波川帯と秩父帯との境とされていた構造線は，前述の両帯の漸移線とほとんど同位置を北東方から南西方へ走るが，これを横切る下市町から峯出・長谷を通る自動車道路，ならびに，これに沿つて峯出から南流し，長谷において黒滝川と合流する川沿いにおいては，このように大規模な構造線は認められない。すなわち，黒色千枚岩(御荷鉾・三波川帯)と粘板岩・砂岩等(秩父帯)との境界附近は，約 1 km の間にわたつて両帯の岩類が重複している。第 6 図は下市町から長谷を通る自動車道路沿いに観察される両帯の境界附近の状況を模式的に示したものである。このような関係は前記の箇所だけでなく，平原から城戸へ通ずる道路ならびに丹生川沿いなどにおいても観察されることである。

6. 鉱 床

本調査区域内には金原・光陽・宝永・大和・黒石等の諸鉱山があり，いずれも層状含銅硫化鉄鉱床を稼行の対

第 1 表

鉱山名	位置・交通	鉱区番号	鉱種	鉱業権者	現況
大杉	吉野郡下市町西原 橋原停留所の北方 450 m 徒歩	奈良県採登 13 号	銅	林 平造他 1	操・探鉱中 3 名
金原	下市町下原 平原停留所の南方約 1.3 km 徒歩	〃 27〃	金・銀・銅硫化鉄	杉本 卓造	探鉱中 1 名
光陽	白銀村唐戸 金原鉱山の南西方約 800 m 徒歩	〃 32〃	銅	東 将泰他 1	休山中
宝永(八宝)	白銀村唐戸 光陽鉱山の北西方約 300 m 徒歩	〃 94〃	銅	東 将泰	〃
大和	白銀村平沼田 八宝鉱山の南西方約 800 m 徒歩	〃 78〃	金・銀・銅硫化鉄	東 将泰	〃
黒石	賀名生村黒瀬 常覚寺停留所・五条・城戸間バスより 1 km	〃 15〃	金・銀・銅硫化鉄	真鍋 竹治郎	〃

象としている。前年度調査区域内の大杉鉱山が再開され，旧坑の取明け作業が行なわれていたので，今回調査ができた。

以上6鉱山のうち，現在稼行しているのは大杉・金原の2鉱山のみで，他の4鉱山は休山中である。これらの位置等については第1表に一括した。

本調査区域内に分布する層状含銅硫化鉄鉱床には，緑色千枚岩を母岩とするものと，黒色千枚岩中に胚胎するものとがあつて，後者の場合には鉱体は珪質岩に挟まれていることが多い。

7. 鉱石

鉱石の銅品位はいずれの鉱床でも一般に高く，局部的には10％以上に達することもある。鉱石はほとんど塊状鉱からなり，構成鉱物は黄銅鉱と黄鉄鉱を主とする。また，若干の閃亜鉛鉱が黄銅鉱とともに含まれており，両者はなめらかな曲線で境されていることが多い。鉱物の組織のうち，もつとも特徴的なことは一部の黄鉄鉱にコロフォーム組織を示すものがあることで，大杉鉱山以外はいずれの鉱床においても認められた。また，黒色千枚岩中の鉱石中には，若干の磁硫鉄鉱が含有されているが，緑色千枚岩中の鉱石にはみられないことも1つの特徴である。

なお，鉱石については前年度の分と本年度の分を一括して別の機会に報告する予定である。

8. 鉱床各説

8.1 大杉鉱山

8.1.1 鉱山の沿革および現況

明治20年頃に開発され，数名の手を経て，同33年に坂口定一の所有となり，大正13年まで稼行された。この間1カ月の出鉱量は約 200 t で，この間は本鉱山の全盛時代であつた。その後長く休山していたが，昭和28年12月に旧坑道の取明けを開始し，一部で採掘を行なつている。翌29年6月までに約10 t を出鉱し，日本鉱業株式会社佐賀関製煉所へ売鉱した。調査当時山元には約1 t の貯鉱があつた。

鉱石は貯鉱場で手選され，山元から下市口駅までは牛車で，これからは鉄道で輸送されていた。

8.1.2 地質および鉱床

緑色千枚岩と黒色千枚岩との互層からなり，これらは走向 N60～80°E で北方へ 5～20° 傾斜する。

鉱床は緑色千枚岩中の層状含銅硫化鉄鉱床で，平城・共盛・金谷・戸運保等の鉱床とほゞ同層準に存在する。現在観察できるのはその一部にすぎないので，本鉱床の規模は明らかでない。第7図は現在入坑できる範囲を示す。

従業員の話によれば，さきに採掘された部分には3鉱体があつて，これらの間隔は 40 cm 位に接近することもあり，また，10 m 位に離れることもあり，しかも上部ではこれら3鉱体が順次接近して，ついには同一鉱体となつている部分もあつたということである。

現在みられる範囲では，第9図に示すように鉱体は1条または2条みられるが，2条ともにみられる部分では両者の間隔は約 40 cm で，厚さ5 cm 内外のやゝ緻密な鉱石であり，比較的銅分は少ない。鉱体の間隔は上部では約3 m となり，さらに上部へゆくに従つて大きくなつているという。

坑道の東引立にみられる鉱体は，品位5％ Cu 前後の銅鉱で，10～20 cm の間にきわめて不規則な形をもつて存在している。第8図はこの部分の鉱体のスケッチである。

8.1.3 結語

休山の期間が長かつたために，坑道はほとんど崩壊しているので，まず旧坑の取明けが必要である。鉱体は，現在入坑できる坑道より上部は，前の操業中にほとんど採掘済みであるから，今後採掘の対象となるのは坑道より下部であるが，この部分は北西方へ開く谷になつてい

るので，多くは期待できないように思われる。

8.2 金原鉱山

8.2.1 鉱山の沿革および現況

本鉱床は明治以前に発見されたといわれているが，その時期は詳かでない。もつとも盛んに稼行されたのは明治30年頃であつた。その後数人の手を経て西川林之助の所有となり，約20年間を経過したが探鉱を行なつたのみで出鉱はしなかつた。昭和12年には杉本卓造の所有となり，現在はもつぱら探鉱を行なつている。

8.2.2 地質および鉱床

鉱山附近を構成する地質は，緑色千枚岩と黒色千枚岩との互層であつて，層理の一般走向 N70°W～E-W，傾斜 N10～20° を示す。坑内では厚さ 50 cm 内外の淡緑色または黝色の珪質岩がみられ，また傾斜 50° 内外の数条の断層が認められるがいずれも規模は小さい。

現在の探鉱坑道は谷底近くに開口されており，この上方には旧坑が4，また，唐戸部落の上方には「辻本上の坑道」と呼ばれている旧坑があるが，これらはいずれも水没または崩壊し入坑できない。したがつて，これらの坑道は，わずかにその方向および加脊等を知ることができただけで詳細は不明である。上部の4旧坑道はそれぞれ 5 m 間隔をもつて開さくされており，上方より3坑道は方向 N70°E の鏈押坑道であり，最下方のものは S70°E の方向に掘さくされている。これらのなかで鉱石をもつとも多量に出鉱したのは，上から3番目の坑道であつて，鉱体の厚さ 1 m に達する部分があつたといわれているが，調査当時に認められた鉱体の大部分は 6 cm 内外であつた。また，北福鉱区内にも厚さ 2 m 余りに達する部分があつたといわれているが詳細不明である。

現在探鉱中の坑道(第9図)は現鉱業権者が旧坑を取明け，かつ一部を掘進したもので，新鉱体の発見を目的として黒色千枚岩中を掘進しているものである。本坑道の東部の崩壊部より上方へ，約 16 m 切上つた所で旧坑で採掘された鉱体の連続部がみられる(現在は鉱体を観察することはできない)。第10図はこの関係を模式的に示したものである。第9図に示すように，本坑内には4枚の珪質岩がみられ，このうち最上位の珪質岩中には厚さ約5 mm の比較的銅分の高い細脈があつたが連続性がなく，まもなく消滅したということである。第11図はこの鉱体と母岩との関係を示す。鉱体と母岩との接触部は，母岩際は 2～3 mm の間緑泥石化し軟弱となつている。現在入坑観察できる部分には鉱体はほとんどなく，わずかに局部的に残されているのがみられるにすぎない。

8.2.3 結 語

金原鉱山の南西部にある光陽・宝永・大和鉱山等の鉱床は，いずれも黒色千枚岩中に挟まれる珪質岩中に胚胎し，金原鉱山の鉱床も既採掘鉱体の下部にあつて，黒色千枚岩中にあることなどから，新鉱体を期待して探鉱を行なつている。さらに現在では坑道の南引立A点より母岩の片理に沿つて北方下部へ向かつて掘下りを行なつているが，これは新鉱体を予想するなんの資料もないので期待できない。既採掘鉱体の連続部はすでに確認され，さらに北方へ連続しているようであるから，今後の探鉱方針としては現在の掘下りを中止して，掘上り坑道を取明け，既採掘鉱体の北方の未採掘部の探鉱に主力を注ぐことが望ましい。

8.3 光陽鉱山

8.3.1 鉱山の沿革および現況

本鉱床発見の時期・沿革等は明らかでない。現在は休山中で，入坑可能な坑道の延長は約 500 m である(第12図)。

8.3.2 地質および鉱床

緑色千枚岩と黒色千枚岩との互層からなり，片理の一般走向 N70°E，傾斜 15～20° を示す。坑内では NE 系および NS 系の断層が数条あり，そのうち前者は鉱体を階段状に切つている。断層の多くは正断層である。

鉱床は黒色千枚岩中に胚胎する含銅硫化鉄鉱床で，現在は東部に採掘跡が残つているのみで，鉱体をみることはできない。既採掘鉱体は数条の断層と運搬坑道のほぼ中央部を通る，かなり規模の大きい正断層によつて北方下部へ落されている。鉱体については現在観察できないので，まつたく不明であるが，黒色千枚岩中に挟まれる珪質岩を目標に探鉱した形跡があるので，鉱体はそのなかに胚胎しているものと考えられる。

8.3.3 結 語

運搬坑道末端近くの掘下りによつて観察されるところによれば，大断層によつて転位されたと思われる鉱体が確認されているので，今後はこの鉱体の採掘と併行して探鉱を行なうのが肝要と思われる。しかし，この部分は，運搬坑道坑口前の川底に近いので，本坑準以下では坑内水の湧出に注意する必要がある。

8.4 宝永(八宝)鉱山

8.4.1 鉱山の沿革および現況

鉱床発見の時期・沿革等については明らかでない。昭和28年6月頃には新坑の掘進を行なつていたが，現在は全面的に休山している。

現在入坑できるのは最上部坑道・宝永本坑・新坑の3坑であつて，そのほかは崩壊して入坑できない。

8.4.2 地質および鉱床

主として黒色千枚岩からなり，一部には灰白色の珪質

岩が挟まれている。千枚岩の片理の走向はほぼ E-W で，傾斜は 15°N 前後である。褶曲はほとんどみられないが，断層はかなり多い。

最上部の坑道は黒色千枚岩中を掘進したもので，坑口から約 40 m の間は S75°W の方向へ掘進され，これより約 12 m の間は南へ向かつて掘進されているがまだ着鉱していない。本坑道においてみられる黒色千枚岩の片理は走向 N70°E～N75°W，傾斜は 15°N である。坑口から 35 m 附近には下方へ通ずる急傾斜の人道があるが，梯子がないため昇降は不能である（第 13 図）。

宝永本坑は唐戸から平沼田へ通ずる道路の東下方にある。本坑は坑口から約 30 m の間は N70°W へ，さらにこれより西方へ向かつて掘進されているが坑口から約 170 m の地点で充塡されて入坑できない。本坑は，坑口から 30 m 奥より以西は，走向 N75～85°E，傾斜 65～80°N の断層に沿つて掘進されている（第 14 図）。図に示すように，本坑道においては坑口から約 35 m および 120 m 附近に採掘跡がみられる。いずれにおいても鉱体はまつたく採掘されてしまつて，詳細については観察することができないが，鉱体は白色の珪質岩中に胚胎していたように思われる。120 m 附近の鉱体は西方に採掘されたようであるが詳細は明らかでない。これらの鉱体は前述の断層によつて切られ，かなり大きい落差をもつて北方下部へ転位していると考えられるが，本坑道準より下部は探鉱が行なわれていないので，確認されていない。

新坑（第 15 図）も，前述の 2 坑道と同様に，黒色千枚岩中に掘進されたもので，坑道延長は約 180 m，坑口から約 60 m の間は N20°W の方向に，これより奥は，多少曲折してはいるが，ほぼ N80°W の方向に掘進されている。

黒色千枚岩は一般走向 N70°W，傾斜 15°N を示し，坑口から 80～120 m の間には宝永本坑採掘跡でみられるものとまつたく同様の珪質岩（厚さ約 20 cm）がある。坑口から 120 m 附近では南へ向かつて約 2.5 m 切上つているが，これは前記珪質岩に沿つて切上つたもので，この部分には数 10 kg，Cu 5 %土のレンズ状の塊状鉱体が存在していたということである。

8.4.3　結　語

坑道の大部分が崩壊しているか，または充塡されていて，入坑できる範囲は鉱体がみられないので，その規模および母岩との関係などについては明らかでない。宝永本坑坑道準以上の鉱体はほとんど採掘済みと思われるから，今後は旧採掘場において観察される鉱体と断層との関係を充分に調査し，断層によつて北方下部へ転移された部分を把握することが肝要と思われる。

8.5　大和鉱山

8.5.1　鉱山の沿革および現況

鉱区は旧 11 号および旧 13 号に分かれていたが，後に一括されて現在に及んでいる。

いずれも明治 25, 6 年頃に開発されたもので，かなり多くの出鉱量があつたといわれている。昭和 12 年に菊田康造が両鉱区および隣接鉱区を得て同 20 年 8 月頃まで稼行し，鉱石を石原産業株式会社四日市工場へ出荷していたが，その後同 24 年 6 月頃まで月約 10 t を三井日比製煉所へ出荷した。その後東将春の所有となり，同 28 年 6 月頃には小規模の稼行状態を続けたが，本調査時には全面的に休山していた。

8.5.2　地質および鉱床

主として黒色千枚岩からなるが，一部にはこれと緑色千枚岩との互層，およびこれらを貫く蛇紋岩等がある。千枚岩類の走向はほぼ N70～80°E，傾斜は N20～30°である。

本鉱山には，主要坑道としては大和坑・1 号坑・2 号坑・3 号坑・銀峯坑・戸岩坑・大久保辻坑がある。

このほかにも旧坑があるが崩壊して，調査を行なつたものは 3 坑道のみである。これらの坑道名が明確でないので第 16 図に示すように，便宜上 A 坑・B 坑・C 坑として述べることにする（第 16 図）。

A 坑は地表から 3 m の立坑を掘り，これより走向 N70°W で NE へ 85° 前後傾斜する断層に沿つて SE の方向へ掘さくされており，奥では B 坑に連絡しているもののようである。

現在は立坑下から約 25 m の所で充塡されている。立坑下約 5 m の地点から N35°E の方向へ約 4 m 掘進された坑道があり，ここにある灰白色の珪質岩中に厚さ約 5 cm，肥大部の厚さ約 15 cm の塊状鉱体がみられるが，引立近くでは尖滅している。

B 坑は入坑可能な部分は延長約 70 m であつて，坑口の南方約 35 m の所で着鉱している。鉱体の大部分はすでに採掘され，採掘跡はほとんど充塡され観察することはできないが，その北方および東方尖滅部附近にそれぞれわずかに残鉱がみられる。尖滅部近くでみられるところによれば，鉱体は珪質岩中，あるいは珪質岩と黒色千枚岩との境界部に存在している。

鉱体が珪質岩中にある場合には，鉱体と母岩との境界はきわめて不規則なことが多い（第 17 図は b 点の観察）。

鉱体が黒色千枚岩中に存在する場合には，母岩のうち鉱体より約 5 cm の間は緑泥石化して著しく軟弱で剝げやすくなつている。その外側には厚さ 2～5 cm の黒色千枚岩を挟んで厚さ 5～40 cm の珪質岩がある。

鉱体が珪質岩と黒色千枚岩との境界部に存在する例は第 18 図（第 16 図の c 点において観察）によつて示される。この場所は本鉱体の東方尖滅部に近く，厚さ 2～7 cm の塊状鉱からなり，下盤は約 30 cm の珪質岩，上盤

は約 20 cm の黒色千枚岩と，さらにその上には約 30cm の珪質岩がある。このうち鉱体の上盤側に接する黒色千枚岩は緑泥石化されて暗緑色を呈し，著しく軟弱で剝げやすくなつているが，鉱体から遠ざかるに従つて次第に緑黒色となり，さらに上盤の珪質岩に移化する部分はほとんど新鮮な黒色千枚岩である。

鉱体は周辺では急激に尖滅し，また分岐することがある。第 19 図は a 点において観察されるその 1 例である。

鉱体の上・下盤に常に伴う珪質岩は，葉片状石英質部と黒色千枚岩との縞状構造をもち，鉱体に近づくにつれて黒色千枚岩は次第に薄くなり，境界部ではほとんど石英質部のみとなり，これに反して，鉱体から遠ざかればこの縞は次第に粗くなり，ついには黒色千枚岩となる。

C 坑は事務所の前に坑口があり，S 45°E の方向に掘進されている。入坑可能な部分は坑口から約 40 m である。本坑は地表より浅く，黒色千枚岩中を掘進したもので，保坑はかなり困難である。坑内では鉱体はみられない。

A・B 坑の北側下方には蛇紋岩中を掘進したと思われる坑口があるが，現在は崩壊していて入坑できない。本坑は着鉱していないようである。

8.5.3 結 語

坑道の多くが崩壊していて，調査できなかつたが，入坑できるものも鉱体の一部を観察することができたにとどまり，大和鉱床全体は明らかにすることはできなかつた。現在観察できる部分から推定すれば，本鉱床は多くは黒色千枚岩中に挟まれる珪質岩中に数個のレンズ状鉱体として存在し，その分布範囲は，本区域としては，やや広いから探鉱は容易でない。また，鉱床近くに露出している蛇紋岩と鉱床との間には特別な関係はないようである。

8.6 黒 石 鉱 山

8.6.1 鉱山の沿革および現況

明治 20 年頃に開発され，かなりの出鉱があつたが，後に鉱況は次第に悪くなり，ついに休山するに至り，現在も休山中である。

8.6.2 地質および鉱床

本鉱床の位置は御荷鉾・三波川帯と秩父帯との境界附近であつて，鉱山附近は黒色千枚岩・粘板岩・輝緑凝灰岩等からなり，片理(層理)の一般走向は N60°E～N70°W，傾斜は N15～40° である。

坑道がすべて崩壊していて入坑することができないので鉱床についてはまつたく不明であるが，20万分の 1 和歌山図幅説明書によれば，鉱床は輝緑凝灰岩中にあり，厚さ数 cm からときには 2 m 位に肥大し，また，その上盤側には厚さ 1～3 m の鉱染鉱があり，上・下盤の母岩は鉱体に近づくにしたがつて次第に油肌状となつている。落差 2 m 以下の多くの走向断層によつてわずかずつ転移されているということである。鉱石の品位は Cu 3～5 %±，S 33 %±であつた。

8.6.3 結 語

再開するには崩壊している坑道の取明けが第一の作業であるが，坑口の位置は自動車道路より約 160 m 高所であるから，鉱石は自動車道路まで索道によるほかはない。

9. 結 論

吉野郡下市町から宗檜村平雄附近に至る間に分布する層状含銅硫化鉄鉱床の調査を 2 回にわたつて行ない，一応終了したのでその結果を述べる。まだ検討されなければならない点が多々あるが，これまでの調査によつて得られたおもなことは次の通りである。

1) 三波川・御荷鉾・秩父帯等を構成する岩類はいずれも北東方から南西方へ走り，北西方へ緩く傾斜しており，各帯相互の間には走向および傾斜の違いはほとんどない。

2) これらの間には，それぞれを画然と区別するような構造線は認められない。

3) 御荷鉾および三波川帯は主として千枚岩類からなり(北部は片岩～准片岩となつている)，秩父帯は粘板岩・硬砂岩・輝緑凝灰岩等からなつて，両者の移化する部分は原岩の岩質の差異による変成後の多様性と変成作用の不均等によるものと考えられ，両帯の漸移部が約 1 km にわたつている。したがつて，両帯の境界を一線によつて区別することは不可能である。このことは御荷鉾および三波川帯が秩父帯が広区域変成作用を受けたために生じた変成相であることを暗示するものと思われる。

4) 調査区域内の北部に分布する鉱床および黒石鉱山の鉱床は，すべて緑色千枚岩あるいは輝緑凝灰岩中に賦存しており，鉱床の生成と緑色岩を生じた火成活動とは密接な関係があるように思われる。また宝永鉱山附近の鉱床は例外なく黒色千枚岩中に挟まれる珪質岩を伴つており，両者の間にも成因的に関連があるように思われる。

5) 緑色千枚岩中の鉱体にはあまりみられない磁硫鉄鉱が，黒色千枚岩中のものにみられることは一つの特徴である。

6) 鉱床はいずれも比較的に規模が小さくそのうえ古くから稼行されているものが多いので鉱体の大部分はすでに採掘されたものと思われる。したがつて，残存鉱量は多くを望むことはできない。しかし，いずれも銅品位は一般に高く Cu 4～6 %，ときには 10 %以上に達する部分もあり，2, 3 の鉱山を除いて，多くの鉱山は自動車道路に近いか，または牛車を通じうる道路の近くにあるので，鉱石の搬出はきわめて便利であり，したがつて，少数の従業員による稼行は継続できそうである。

(昭和 29 年 9 月調査)

(なお本文中第 2 図を除き他は省略致しました)

文 献

1 小村幸二郎：紀伊半島中部地域の層状含銅硫化鉄鉱床調査報告(その 1)，地質調査所月報，Vol. 10, No. 11, 1959

553.461 : 550.85 (521.75)

兵庫県関宮地区クロム鉄鉱鉱床調査報告

山田正春*

Report on the Chromite Deposits in the Sekinomiya District, Hyōgo Prefecture

by
Masaharu Yamada

Abstract

The chromite deposits in this district occur in the ultra-basic rock. The ultra-basic rock in this area is generally serpentinized, the textural characteristic of the original peridotite often remains even in the rock, in which olivine has been completely altered to serpentine. Small dikes of porphyrite cut the serpentine mass.

The chromite deposits occur in the northern part of the serpentine mass, where the country rock is usually massive serpentine carrying small amounts of talc, brownish clay and carbonate minerals. Ore bodies are platy, lenticular, vein-like or irregular in form, and are generally small.

These ore bodies consist of compact massive ore (Cr_2O_3 28～40 %), coarse-grained massive ore (Cr_2O_3 40 % ±) massive ore with granules (Cr_2O_3 23～30 %) and disseminated ore (Cr_2O_3 20～28 %).

要　旨

兵庫県養父郡関宮村周辺一帯に数多く胚胎するクロム鉄鉱床は，超塩基性岩中にあつて，本岩体の規模は東西約 15 km，南北約 5 km に及び，鉱床附近には玢岩の小岩脈が存在することがある。超塩基性岩は，おゝむね蛇紋岩化しているが，部分的には変質をまぬがれた橄欖岩や蛇紋岩化の過程にあつて，鏡下に橄欖石の残晶を認めるものもある。蛇紋岩は，おゝむね変質の程度の進んだものは外観緑色を呈し，蠟感を有するが，その他剝理性に富むもの，茶褐色粘土様を呈するもの，滑石化して粘土様をなすもの等があり，また部分的に炭酸塩化作用を蒙つて方解石や少量の霞石からなる細脈が存在することがある。

鉱床は全般に小規模なものが多く，岩体の北縁部に集中する傾向がある。鉱床は板状・レンズ状・脈状・団塊状または不規則な形をなすが，全般に延長に乏しく，一部を除いてはおゝむね露頭およびそのやゝ下部の鉱床主体は採掘済みである。一部のやゝ大きい鉱床の近傍には多く玢岩の小岩脈が存在し，鉱石品位も良好である。

鉱石には，緻密質塊状鉱・粗粒質塊状鉱・集粒塊状鉱・斑状鉱等の一部に縞状鉱等がある。これらの鉱石には炭酸塩化作用を認めるもの，融食を認めるもの等があり，また鉱物の組織や組成に顕著な特徴があり，その成因の考究について重要な示唆を与えている。

品位は緻密質塊状鉱は Cr_2O_3 28～40 % 程度で，とくに粗粒質塊状鉱は品位が高く，Cr_2O_3 40 % を超えるものもある。その他は全般に低品位で集粒塊状鉱は Cr_2O_3 23～30 % 程度，平均 25 % 前後以下，斑状鉱はいずれも Cr_2O_3 20～28 % 程度，平均 22～23 % 程度以下である。

鉱床の規模および品位の見地から稼行価値のあるのは緻密質および粗粒質の塊状鉱の鉱床であるが，そのうちでは品川関宮鉱山松谷 1 号鉱床・尾崎 1 号鉱床がやゝ期待がもてる程度で，その他の鉱床は規模も小さく，かつほとんど採掘済みのため，稼行価値に乏しい。その他の鉱石は品位の点に難点があり，集粒塊状鉱の一部を除いては鉱石としての価値に乏しいが，鉱床的にも小規模でまたほとんど採掘ずみのため探鉱価値には乏しい。

1. 緒　言

兵庫県養父郡関宮村の周辺一帯には，ほゞ東西に伸長して露出する蛇紋岩の大岩体があり，この岩体中には古くから数多くのクロム鉄鉱床の賦存が知られている。

これらのクロム鉄鉱床の調査研究については，すでに 2, 3 の報告があるが，筆者は昭和 29 年 10 月，本地域の

* 鉱床部

1.	小路頃鉱床	2.	鹿倉口鉱床	3.	鹿倉露頭	4.	品川関宮鉱山	5.	松谷2号坑	6.	松谷1号坑
7.	丸山鉱床	8.	下段鉱床	9.	小谷鉱床	10.	足坂鉱山	11.	ネヅミ谷鉱床	12.	足坂西鉱床
13.	中瀬鉱山	14.	中瀬鉱床	15.	吉ケ平鉱床	16.	吉井鉱床	17.	小松原鉱床	18.	大池鉱床
19.	清水鉱床	20.	八木谷鉱床	21.	関宮鉱床	22.	尾崎鉱山	23.	夏梅鉱山	24.	八木鉱床

第 1 図　関 宮 地 区 ク ロ ム 鉄 鉱 床 位 置 関 係 図

クロム鉄鉱床の鉱床調査を行なつたので，その結果を取りまとめて報告する。

調査にあたり現地において種々便宜を供与された品川白煉瓦株式会社関宮鉱山職員を始め，各位に深甚の謝意を表する次第である。

2. 位置および交通 (第1図参照)

調査地域は兵庫県養父郡関宮村およびその周辺部を占め，関宮村字関宮をほゞ中心として東西約 15 km, 南北約 5 km にわたる区域である。

関宮部落に至るには，山陰線八鹿駅より村岡行バスを利用すれば約 40 分(この間約 15 km) で達する。この間の道路は，旧山陰道にあたり道路状況は比較的良好であり，品川関宮鉱山等，稼行鉱山の鉱石はトラックで八鹿駅へ搬出されている。

3. 沿　革

本地域には数多くのクロム鉄鉱床が賦存しているが，大正 6 年に品川関宮鉱山松谷鉱床が発見されたのが最初で，その後，昭和 5 年頃には尾崎・足坂鉱山および品川関宮鉱山小路頃鉱床等が発見された。さらに昭和 12～16 年には八木谷鉱床・下段鉱床等，地域内にみられるほとんど全部の鉱床が発見されて現在に至つている。しかし地域内の各鉱山は，発見以来盛大に稼行されたことはなく，一部を除いておゝむね露頭附近の採掘および小規模な坑道採掘を行なつた程度で，各鉱山の既採掘量の総計も大きくない。

このうち最も稼行されたのは品川関宮鉱山で，尾崎・足坂鉱山がこれに次ぐが，調査当時の稼行鉱山は品川関宮鉱山のみで，これもきわめて小規模なものである。

4. 地　形 (第1図参照)

本地域は中国脊梁山脈の東縁部にあたり，最高 600～800 m 程度を主峰とする山陵がほゞ東西に連なつて特徴ある地形を示し，地域中央部の低所には八木川が東流している。

5. 地　質

本地域には，関宮村字関宮を中心として，古生層を貫き，第三紀層に被覆される超塩基性岩の大岩体がある。この岩体はほゞ東西に伸長し，その規模は東西約 15km, 南北約 5 km に及ぶが，西部では南北にかなり厚く，東部では著しく厚さを減じて尖滅している。

この岩体の地質時代については，夜久野塩基性岩類の成因に関連して種々の研究があるが，近時夜久野塩基性岩類の地質時代は，三畳紀末であるとする見解が有力で，これにやゝ遅れた構造運動に起因する構造帯に，本地域の岩体を含む超塩基性岩の貫入があつたと推察されるに至つている。またこの岩体は，中国地方の広範囲に分布する白堊紀末とされている花崗岩類より古期で，したがつてその地質時代は，三畳紀末より白堊紀に至る間であろうと考えられる。さらにこの岩体を貫く玢岩・安山岩・玄武岩・流紋岩等の分布が諸所にみられる。

超塩基性岩は，おゝむね蛇紋岩化しているが，部分的には，なお変質をまぬがれた橄欖岩が存在し，また蛇紋岩化の過程にあつて外観黒色ないし緑黒色を呈し，鏡下に橄欖石等の残晶を認め，いわゆる黒蛇紋もかなり賦存する。橄欖岩や黒蛇紋は，鏡下では橄欖石 (苦土橄欖石質)・頑火輝石・透輝石および蛇紋石からなり，少量の磁鉄鉱・クロム鉄鉱を含有するが，蛇紋石は特徴的な閃光構造を呈することが多く，その含有量は蛇紋岩化の程度に比例して多くなり，蛇紋石をほとんど含有しない

比較的新鮮な橄欖岩もときに存在する。また上記の鉱物の含有量は，場所によりかなりの変化があり，透輝石の多い箇所などもある。

蛇紋岩はほとんど完全に蛇紋岩化しているが，とくに鉱床附近が顕著である傾向がある。しかしこのなかにもまれに頑火輝石や橄欖石の残晶を認めることがある。変質の程度の進んだものは外観緑色を呈し，蠟感を有するものを主とするが，蛇紋岩化の過程にあるものは，黒色ないし緑黒色を呈する傾向があり，また部分的に炭酸塩化作用を蒙つて，方解石および少量の蛍石がおゝむね細脈をなして生成している。

またときに著しく粘土化したものもみられ，品川関宮鉱山松谷1号坑において観察されるような，茶褐色粘土様を呈するもの，および滑石化して粘土様を呈するものなどがある。

超塩基性岩を貫く岩脈のうち，鉱床周辺にみられるものは，品川関宮鉱山松谷1号坑，足坂鉱山・尾崎鉱山等に分布する玢岩の岩脈を主とし，ときに安山岩の岩脈も分布する。玢岩は外観はおゝむね変質して，ときに粘土状をなすことがあるが，鏡下には斑状構造を呈し，少量の斜長石斑晶と，斜長石および少量の石英鉄苦土鉱物を含む隠微晶質の石基からなる。斜長石は基性の斜長石で，炭酸塩化作用を蒙つていることがあり，微弱な絹雲母化作用・緑泥石化作用等も認められることがある。

本蛇紋岩体中には，他地区に往々認められる優白岩類はみられない。また岩体中には斑糲岩質あるいは閃緑岩質等の岩石は調査範囲内では全く認められない。

6. 鉱　床

本地区の超塩基性岩体には，数多くのクロム鉄鉱床が胚胎されているが，これらは全般に小規模なもので，一部にやゝ大きい鉱床をみるにすぎない。これらの鉱床は岩体のおゝむね北縁部，とくに八木川の流域に多く胚胎している傾向があり，南縁部には夏梅鉱山のニッケル鉱床がある。

鉱床は，板状・レンズ状・脈状・団塊状または不規則な形をなし，全般に下部延長に乏しく，一部を除いてはほとんど採掘済みである。やゝ大きい鉱床の附近には，玢岩の岩脈が認められることが多く，岩脈附近の鉱床はおゝむね良質の塊状鉱を産する傾向がある。岩脈の貫入が鉱床になんらかの役割を果しているとは考えられないが岩脈と蛇紋岩との接触部では足坂鉱山の例をとれば，蛇紋岩は玢岩側より蛇紋岩側へ緑黒色緻密質な変質帯，白色粘土および少量の赤鉄鉱・褐鉄鉱を伴なう変質帯，滑石化した変質帯の順に，おのおの 1～3 m の幅をもつて配列している。

鉱床と母岩の境界は，塊状鉱からなる鉱床の場合は大体明瞭に境し，とくに集粒塊状鉱(肉眼的に蛇紋岩を挟雑する塊状鉱)を除いては，一部粘土様母岩と接する場合のほか，構造的に明瞭な形態をなして母岩と平滑な接触面で境している。なお集粒塊状鉱のうち大池鉱床等にみられるものは，塊状鉱の外側に母岩に接して胚胎している。斑状鉱の鉱床は全般に母岩とは漸移関係または不規則な凹凸関係をなす場合が多く，鉱床周辺に不規則に母岩を捕獲する現象がみられる。しかし，肉眼的に識別し難いクロム鉄鉱粒を含有する斑状鉱（クロム鉄鉱粒とその粒間を埋める蛇紋岩の呈色が，ほとんど変わらないもの）の鉱床では，ときに母岩と明瞭に境することがある。

鉱床を形成する鉱石には，塊状鉱・集粒塊状鉱・細粗種々の斑状鉱および一部に縞状鉱があるが，これらの分類については石川俊夫の報告がある。また各鉱石の組織および組成については次の項で述べるが，品位は緻密質塊状鉱は Cr_2O_3 28～40％程度で，とくにやゝ粗粒のものは 40％を超えるものがある。その他は全般に低品位で，集粒塊状鉱が Cr_2O_3 23～30％程度，平均 25％前後，斑状鉱はいずれも Cr_2O_3 20～28％程度以下，平均 22～23％前後以下で，集粒塊状鉱の一部を除いては鉱石としての価値に乏しい。

鉱床の形態や規模等の細部にわたつては，鉱山各説の項でおのおのについて述べる。

7. 鉱　石（第1，2表参照）

本地区産の鉱石の分類については，前述のように石川俊夫の報告があるが，本項では塊状鉱を緻密質塊状鉱・集粒塊状鉱・粗粒質塊状鉱に分類し，斑状鉱は散点するクロム鉄鉱粒の大小および組織に差異があり，これらが成因的にも問題があるが，それについては後日に譲り，一応一括することとした。

本地区の鉱石の特徴は，随伴鉱物が他地区の鉱石に比較しきわめて少なく，吉非鉱床に灰格柘榴石を少量認めるにすぎないこと，ある種の鉱石ではクロム鉄鉱粒の周辺が著しく融食されていることおよびクロム鉄鉱粒の粒間を埋める蛇紋石に炭酸塩化作用を認め，方解石および少量の蛍石が生成していることがあることなどで，これらの現象が各鉱石に特徴的に観察される。

融食については，斑状鉱にとくに多くみられるが，その他集粒塊状鉱の一部にもみられ，鉱粒の周辺は融食されて墨流し状を呈するが，緻密質塊状鉱にはほとんどみられず，一部鉱粒間に二次的な変質によると推定される汚染をみるにすぎない。炭酸塩化作用は斑状鉱にはほとんど常に観察され，集粒塊状鉱では約半数に観察されるが，

第1表 鉱石の特徴

	炭酸塩化作用	融食	破砕構造	不透明部（%）	褐色部（%）	その他	代表的産地
斑状鉱	軽微	なし	中程度	50	50		品川関宮松谷2号
	顕著	あり	軽微	50	50		〃 〃 尾崎1号
	なし	なし（汚染あり）	顕著	70～80	20～30		〃 松谷1号，2号，鹿倉
緻密質塊状鉱	〃	〃	〃	大半	少量		足坂，吉井
	〃	なし	〃（一定方向）	〃	〃		品川関宮松谷1号
	〃	〃	顕著	破砕面に沿つて少量	大半		〃
粗粒質塊状鉱	〃	〃（汚染少）	中程度	70～80	20～30	ほとんど鉱粒のみからなる	大池，吉ケ平，清水
	あり	なし	顕著	70～80	〃	〃	中瀬
	〃	なし（汚染あり）	中程度	70～80	〃		小谷
	〃	〃	顕著	大半	少量		丸山，小谷
集粒塊状鉱	〃	あり	中程度	〃	なし		鹿倉口，下段
	なし	軽微	〃	〃	〃		小路頃，関宮，尾崎2～4号
	〃	なし	〃	〃	20～30		八木谷

緻密質塊状鉱では例外的に中瀬鉱床の鉱石にみられるだけでほかには全くみられない。また緻密質塊状鉱は周辺の母岩が顕著な炭酸塩化作用を蒙つて，ときに肉眼的な方解石を認めるときでも，鉱石には炭酸塩化作用を認めない。鉱石の破砕構造はすべての鉱石にみられるが，緻密質および粗粒質塊状鉱が最も顕著で，集粒塊状鉱・斑状鉱の順にやゝ軽度となる傾向がある。斑状鉱のうちでは，細粒質斑状鉱の方が，粗粒質斑状鉱より軽度で，ときにはほとんど認められないこともある。なお緻密質塊状鉱の一部に，例外的に一定方向に裂罅様の破砕構造を呈するものがある。

またクロム鉄鉱粒は，顕微鏡的には不透明部が周辺にあつて，その内側に暗褐—褐—淡褐—黄褐色の部分があり，その量は鉱石の種類によつてかなりの差異があるが，本地区の鉱石では，斑状鉱では粗粒質のものはこれがほゞ同量で，細粒質のものは，やゝ不透明部が多く，融食されている鉱石では不透明部にスポット状ないし小針状結晶のぬけ穴がある。塊状鉱では粗粒質の鉱石はほとんど不透明部からなり，緻密質塊状鉱ではほとんど不透明部からなるもの，ほとんど褐色部からなり破砕面に沿つて少量の不透明部が存在するもの，および両者が相半ばして存在するもの等があるが，一部の鉱石の不透明部（とくに粗粒質塊状鉱に多い）にはスポット状ないし小針状結晶のぬけ穴があり，ときに2～3割に達することがある。集粒塊状鉱では不透明部だけからなるものもあるが，全般に2～3割の暗褐色部を伴ない，融食とは無関係に不透明部にスポット状ないし小針状結晶のぬけ穴が存在する。これらのぬけ穴は，各鉱石とも蛇紋石で埋められており，またその形態が尖鋭であることからも融食によるものとは考え難い。

以上に述べた種々の事実から考察すると，一部粗粒質のものを除いて，斑状鉱の大半は岩漿性の生成にかゝわるものと推察され，これにやゝおくれて珪酸塩鉱物の晶出による岩体の形成が行なわれた。したがつて，この初生的な斑状鉱の破砕構造はおゝむね軽微で，初生的な緩慢な晶出当時の状況を残しているものもあり，後次的な変質ないし成分異動も少なく，化学組成にも特徴がある。初生的な斑状鉱の晶出後，珪酸塩鉱物を晶出するまでの岩漿には，他地区産の初生的な斑状鉱には融食はあまりみられないが，本地区では特徴的に融食がみられる事実から，特殊な条件および環境が考察され，また炭酸塩化作用も全般的に認められる。

集粒塊状鉱は，成因的に2種あるものと推定され，その1つの炭酸塩化作用を蒙つているものは，おそらく珪酸塩鉱物の晶出に先立つて生成した岩漿分化の産物で，残漿による融食を認めるものもあり，特殊な条件と環境のもとに，斑状鉱を形成せずして集粒塊状鉱を生成したものか，または初生的な斑状鉱が後次的に集粒塊状鉱をなしたものであろう。他の1つは粗粒質塊状鉱の生成に関係あるものと推察され，産状は粗粒質塊状鉱の外位をな

第2表 化学成分分析表

試料番号	成分	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	lg. loss	Cr_2O_3	Total	備考
No. 1	品川関宮鉱山松谷1号A下）坑産	3.77	29.23	12.27	16.99	0.02	1.33	35.61	99.22	緻密質塊状鉱
No. 2	品川関宮鉱山松谷2号産	7.53	25.22	13.02	20.21	0.35	4.90	28.49	99.72	斑状鉱
No. 3	兎塚鉱山産	0.72	27.00	12.95	16.90	0.01	0.29	41.44	99.31	粗粒質片状塊状鉱

分析：化学課

註1） クロム鉄鉱中 FeO, Fe_2O_3 の分離定量はできないので，すべての鉄を FeO として算出したものである。
2） 試料番号 No. 2 は CO_2 化合物が多少ある。

し，また炭酸塩化作用や融食を認めず，破砕構造等の組織も粗粒質塊状鉱に類似している。

緻密質・粗粒質塊状鉱（粗粒質斑状鉱の一部を含む）の成因については，種々の問題があり，成因を論じた論文もかなりあるが，破砕構造も顕著で，すくなくとも細粒質斑状鉱を主とする初生的な斑状鉱等の岩漿分化性の鉱石や，珪酸塩鉱物の晶出による，岩体の形成より後期の生成にかゝわるものであろうと考えられるが，この問題については鉱体の構造的な問題を主体として別の機会に述べることとする。

なお炭酸塩化作用は，初生的と推察される斑状鉱，および一部の集粒塊状鉱には全般に存在するが，後次的と推察される緻密質・粗粒塊状鉱および一部の集粒塊状鉱・粗粒斑状鉱にはほとんど存在しない事実が認められる。

また前述したクロム鉄鉱粒の不透明部・褐色部等の成分的な問題については，その組織とともに鉱物学的にまた利用面でも重要な問題であるが，現在のところ明らかなことは，化学成分からみて不透明部の多いほど $FeO \cdot Cr_2O_3$, $FeO \cdot Fe_2O_3$ 成分が多く，褐色部からさらに黄色に向かうほど $MgO \cdot Cr_2O$, $MgO \cdot Al_2O_3$ 成分が顕著ではないが，それぞれ僅かに多くなることである。これは近時塩基性耐火材研究者間で活発に行なわれている合成実験の資料，すなわちクロム鉄鉱にマグネシアクリンカーを配合して製造するクロ・マグ（またはマグ・クロ）煉瓦の焼成研究過程で，マグネシアクリンカーの量が多くなるほどクロム鉄鉱の $FeO \cdot Cr_2O_3$ が $MgO \cdot Cr_2O_3$ により多く置換され，不透明部が減少して褐色部を増し，さらにより黄色に向かつて変化する事実ともよく一致する。

この問題については，さらに2,3の実験的な検討を終えた後，実用的問題と関連して別の機会に述べることとする。なお第2表に本地区の代表的な3種の鉱石の化学成分を記した。

8. 鉱山各説（第1図参照）

8.1 品川関宮鉱山（第2,3図参照）

8.1.1 鉱業権関係

鉱区番号　兵庫県試登 4,112号
所在地　兵庫県養父郡関宮村字田合
鉱種名　クロム鉄鉱他
鉱業権者　東京都中央区銀座西 8-3-1
品川白煉瓦株式会社

8.1.2 沿革

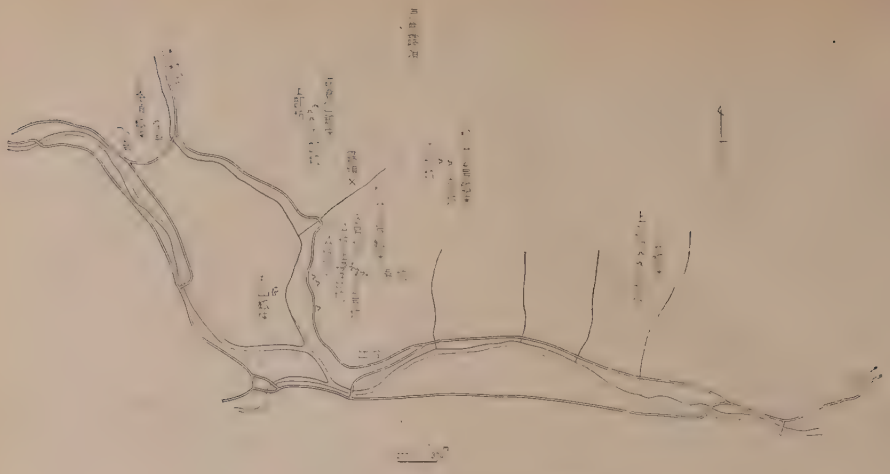
本鉱山は大正7年に松谷鉱床が発見されたのが最初で，発見と同時に露頭部を 1～2t 採掘した。昭和2年に至り中瀬の住人中尾新蔵により，松谷鉱床のほか鹿倉口・小谷の各鉱床が採掘され，昭和4年までに約 1,000 t 程度採掘された。昭和5年から現権者の稼行するところとなり一時はかなりの出鉱をみたようである。終戦後休止のやむなきに至つたが，昭和25年再開され現在に至つているが，この間 200 t 程度の出鉱をみたにすぎない。

現在は松谷鉱床が数名の従業員によつて，小規模に稼行されている程度で，その他の各鉱床は採掘を休止している。松谷鉱床の発見以来の総出鉱量は，約 2,000 t 程度である。現在の鉱山設備は，松谷鉱床と山陰道道路の間に索道があり，索道終点に簡単な水選設備がある。

8.1.3 地質および鉱床

鉱区内はほとんど蛇紋岩からなり，一部松谷鉱床附近に玢岩の小岩脈がある。蛇紋岩は，外観緑黒色ないし緑色を呈し，一部に茶褐色粘土様蛇紋岩，およびやゝ滑石化した箇所がある。玢岩は松谷鉱床の坑内にのみみられるが，A坑（上）では変質著しく，粘土様をなす。A坑（下）のものはやゝ変質度が低く，鏡下には斜長石よる石基，斑晶とも変質し，粘土化作用および微弱な炭酸塩化作用を蒙つている。

本鉱山の鉱床には，松谷鉱床1号，2号・鹿倉口・小谷・丸由・小路頃の各鉱床があり，いずれもかつて坑内採掘が行なわれたか，その他露頭採掘のみに終つた鹿倉鉱床および出合の道路上の探鉱坑道等がある。これらのうち最も稼行されたのは，松谷および小谷の鉱床で，その他はおゝむね露頭採掘および小規模な坑道採掘に終わつていて現在坑道崩壊して入坑不能のものが多い。



第 2 図　品川関宮鉱山鉱床関係図

以下各鉱床について述べる。

1)　松谷鉱床

松谷鉱床には下部の1号坑，上部の2号坑の2つの主鉱床があり，その他 2, 3 の露頭および旧坑がある。

松谷1号坑の鉱床は，おゝむね腰色して表面茶褐色を呈する蛇紋岩中に，幾分の膨縮を有して胚胎するレンズ状ないし脈状の鉱床で，品位 Cr_2O_3 35～40％の良質鉱からなり，本地域内では最も良質の標式的な塊状鉱の産地である。鉱床附近には蛇紋岩をほゞ南北に貫く玢岩の岩脈があり，この岩脈は変質が著しく，A坑ではおゝむね粘土様をなしている。

この鉱床は5坑道によつて探鉱・採鉱が行なわれているが，鉱床は走向 EW～N70°E, 傾斜 50～70°N を示し，膨縮しつつ落しの方向 (45～50°W) にあたかもレンズ状鉱体が珠数つなぎのような形態をなして胚胎している。規模は，露頭では走向延長約5m，厚さ最大約1m である。落しの方向に 30～40 m 連続し，この延長部を下位の坑道で採掘しているが，この部分の厚さは最大 2m 程度で，膨縮はかなり著しい。

露頭およびそのやゝ下部を，1号坑道で鏈押し採掘を行ない，その下部には3m の高距をおいて 2号坑道があつて鏈押し採掘を行なつている。さらにこの下部には，A坑(上下各坑)，B坑の各坑道によつて探鉱を行なつているが，このうち着鉱しているのはA坑のみで，B坑は母岩中を掘進している。A坑(上)では引立に走向ほゞ EW, 傾斜 55°N を示す厚さ約1m の鏈先が，さらにA坑(下)では，引立に N60°W, 傾斜 60°SW で幅 1～1.5 m の鏈先が観察される。この附近の母岩は，おゝむね茶褐色粘土様および一部外観暗緑ないし黒色の粘土様の蛇紋岩で，松谷1号鉱床の観察される最下部である。

第 3 図　松谷1号鉱床図

要するにこの鉱床は，A坑以外ではおゝむね塊状の蛇紋岩中に胚胎するが，A坑では茶褐色粘土様蛇紋岩中に胚胎する特徴がある。

鉱石は顕微鏡下に部分的に軽度の破砕構造を示し，小片に破砕された 20～30％の黒褐色部がこれをとりまく不透明部からなる。不透明部のとくに周辺は，スポット状のぬけ穴が少量あり，やゝ汚染されて褐色ないし黄褐色を呈する。この汚染は，鉱粒と鉱粒の接する箇所に多

く，蛇紋石が埋める箇所には認められない。

破砕構造の発達は，おゝむね一定方向に沿う傾向があり，この割れ目は蛇紋石で満たされている。

鉱石中には蛇紋石をほとんど挟在せず，部分的に少量伴なう程度で，ときに鉱粒中に捕獲されたような形態をなして産することがある。この種の鉱石は中国地方に産する塊状鉱に普通で，融食や汚染は全く認められない。

以上のような性質は，緻密質塊状鉱に普通なもので，このうちにみられる汚染は斑状鉱にみられる標式的な融食とはやゝ異なるが，これが果して残漿による融食であるか，あるいは鉱床生成後の二次的な鉱粒周辺部の変質による一種の汚染であるのかは，はなはだ疑問であるが顕微鏡的に観察される範囲では，後者である可能性の方が多いようである。

松谷2号坑の鉱床は，松谷1号坑の上部のかなり高所に位置し，5つの坑道によつて探鉱，採鉱が行なわれたが，現在はほとんど崩壊して入坑不能で，2つの坑道が観察できるにすぎない。この2坑道のうち，かなり採掘が行なわれたのは上部坑で，下部坑では一部に上部坑の鉱床の下部延長部がみられる程度である。これらの鉱床はいずれも低品位の斑状鉱を主とし，ときに一部に緻密質塊状鉱が存在する程度で，品位は塊状鉱部は Cr_2O_3 28～35％程度，斑状鉱部は Cr_2O_3 20～28％程度であるが，塊状鉱はかなり少なく，各鉱床全体の平均品位は Cr_2O_3 20％前後であろう。

上部坑には，一部に塊状鉱を伴なう程度で，主として斑状鉱からなる4～5個の鉱床があり，いずれも母岩とはおゝむね明らかな境界をなしている。これらの鉱床について，坑口側より述べればまず走向 N15～50°E に湾曲して，北に20～60° 程度傾斜する鉱体がある。この形態は，傾斜方向にその傾斜が緩急を繰り返して褶曲する。すなわち，7m程度 60° 傾斜をなし，さらに約 20° の傾斜で約7m 連続し，ふたゝびまた 60° の傾斜をなして下部に突込む褶曲をなすもので，斑状鉱を主とする。規模は走向方向に約 10m，傾斜方向に 10～15m，厚さ 3～5m 程度で，ほとんど採掘済みであり，傾斜方向への延長部も，品位のうえから現在では探鉱価値に乏しい。次の鉱体は，N10°E 方向に延び，北に 30° 程度傾斜する低品位斑状鉱の小鉱体で，厚さ約1m，走向延長，傾斜延長とも 3～5m 程度である。さらに坑奥には，N20～30°E 方向に伸長して，3個の鉱体が連続線上に胚胎する。これらは，40～50°W に傾斜する厚さ 2～3m の斑状鉱を主とし，中心部に径 10cm 程度の塊状鉱を伴なう2つの鉱体と，50～80°E に傾斜して，走向方向に約5m，厚さ 1～2m のやゝ脈状の中心部に塊状鉱を含有する斑状鉱の鉱体とがある。これらの鉱体は，いずれもほとんど採掘済みで，脈状の鉱体のみが延長部に残鉱があり，一応探鉱の価値があると考えられるのみである。下部坑にみられる鉱体は，この脈状鉱体の下部延長部および最坑奥の鉱体の下部延長部で，後者はやゝ小さく，引立附近で走向延長約7m 程度である。

松谷2号坑の鉱床は，全般に品位の低い斑状鉱を主とするもので，一部を除いては主要部分はほとんど採掘済みである。今後探鉱する余地は品位のうえからみても少ないものと考えられる。

なお以上のほか松谷地区には，水選場の上部の露頭および松谷1号坑の下部，出合の道路脇の旧坑等がある。前者は走向(N20°E)方向に約 30cm，厚さ数 cm の塊状鉱の露頭であり，一応露頭附近の探鉱が望ましい。後者は道路脇より N70°W 方向に掘進された2～3の旧坑でいずれも 15m 程度掘進しているが，堅硬な塊状蛇紋岩がみられるだけで着鉱していない。これらの旧坑は，おそらく松谷1号坑の鉱床の下部延長部を探鉱したものと思われる。

鉱石は顕微鏡的には，塊状鉱は破砕構造が顕著で，中心部の暗褐色部は周辺の不透明部よりやゝ少なく，鉱粒の周辺は幾分汚染されていて，炭酸塩化作用はほとんど認められない。斑状鉱は破砕構造の明瞭なものと，微弱なものの2種があり，前者には融食は認められないが，後者は顕著に融食されており，鉱粒の周辺部にはスポット状または小針状結晶のぬけ穴が多い。これらはいずれもほゞ同量の中心部をなす暗褐色部，周辺を構成する不透明部からなり，鉱粒中に蛇紋石を包有することがある。炭酸塩化作用はいずれも微弱であるが，鉱床周辺の母岩にも微弱な炭酸塩化作用が認められる。

この鉱床は第2次世界大戦前にほとんど採掘しつくされて，現在の残鉱はすくなく，また鉱床としても品位の上から一部の塊状鉱を除いては価値に乏しい。

2) 小谷鉱床

本鉱床は，高距約 13m をおいた2つの坑道によつて稼行されたもので，開発頭初から終戦までに約 1,000t 程度採掘して休止している。

この鉱床には，一部に黒蛇紋を含むやゝ変質した蛇紋岩中に，おのおのほゞ舟底型をなし，かつ細脈で連続する3つの鉱体と，ほゞ脈状をなす鉱体とがある。前者のうちの2つは上部坑道中にあつて，東西約5m，南北約 10m の範囲にわたり，中心部は厚さ 2～3m でほとんど水平に近く，周辺ではいずれも 60～70° の傾斜で，楔形をなして尖滅する鉱体と，この鉱体と細脈で連続して厚さ 2～3m で北に 50～70° 傾斜する不規則レンズ状ないし芋状鉱体からなる。他の一つは後者の鉱体の下部延長にあたり，下部坑の坑奥附近にみられ走向 N70°W，

40° 程度北に傾斜する。脈状鉱床は坑口から約 30 m の箇所に胚胎する走向ほゞ EW, 北に 45° 傾斜する厚さ数 cm 以下の鉱床で, 西部では N30°E 方向に湾曲している。

以上の鉱床は, いずれもほとんど採掘済みで, 少量の残鉱を認めるにすぎない。

鉱石は品位 Cr_2O_3 20～28 %程度, 平均品位 23 %以下の集粒塊状鉱を主とする。顕微鏡的にはおゝむね破砕構造を認め, 不透明部分のみからなるもの, および一部に 20～30%の暗褐色部が中心に存在するものなどがある。融食はほとんど認められず, 局部的に汚染を認めることもあり, また方解石の細脈もときに存在する。

この鉱床は品位の点に難点があり, 残鉱および延長方向の探鉱価値も乏しいものと考えられる。

3) 鹿倉口鉱床

本鉱床には露頭の下部延長部に向けて, おのおの高距約 3 m をおいて 2 本の坑道が開坑されているが, 現在は崩壊しているので坑内の状況は観察できない。

坑外に散在する鉱石は, 集粒塊状鉱を主とするが, 挟雑する蛇紋石は変質して球状に滑石化していることがあり, また葉片状構造を呈するものがある。鉱床附近の蛇紋岩は, 蠟感を有して緑色を呈し, ときに肉眼的な網状組織を認めるものがある。

鉱石は顕微鏡的には顕著に融食されて, 鉱粒の周辺は墨流し状をなし, ほとんど不透明部だけからなる。鉱粒間および鉱粒の周辺部にはスポット状に蛇紋岩が埋めており, 炭酸塩化作用はおゝむね顕著で, ときに方解石が細脈状をなして存在することがある

開坑以来の総出鉱量は, 1,500～2,000 t と称せられ, 坑内にはなおいくらかの残鉱があるとのことである。

4) 鹿倉露頭

鹿倉口鉱床の北東方において, 昭和 16 年に露頭を発見した箇所がある。この露頭は昭和 28 年に探鉱されたが, 蛇紋岩中に約 400 kg の緻密質塊状鉱があつただけで, 附近も探鉱したがなにも見当らなかつたとのことである。

この露頭の頂部は, 表土中に及んでいたとのことで附近に散在する鉱石では, やゝ良質な茶褐色を呈する緻密質塊状鉱で, 表面は風化変質して脆弱化している。顕微鏡的には, 鉱粒は不透明部分中に 20～30 %の褐色部が粒状をなして点在し, 全般に破砕構造を認める。部分的に小片に破砕された箇所があるが, この場合に融食に似る汚染部がある。

露頭附近の蛇紋岩は, おゝむね緑黒色を呈するが, 一部に滑石質および茶褐色粘土を含有する箇所もある。

5) 小路頃鉱床

本鉱床も昭和 16 年頃発見されたもので, 発見と同時に探鉱および採鉱を行なつて少量の出鉱をみたとのことである。

この鉱床は, 東および西の 2 カ所において露頭が発見され, 東部には約 2 m の間隔をおいておのおの幅約 3 m の 2 つの採掘跡があり, この西方約 200 m の地点の西部のものは, 幅約 2 m の採掘跡であるが, いずれも現在は鉱床がみられず状況不明である。採掘跡附近には品位 Cr_2O_3 15～18 %程度の集粒塊状鉱がみられる。この鉱石は顕微鏡的には, ほとんど不透明部分がらなり, 顕著な融食を受けている。鉱粒附近は融食されて, 墨流し状をなし全般にスポット状をなすぬけ穴がある。このぬけ穴および鉱粒間は蛇紋石で埋めてあり, 炭酸塩化作用等は認められない。

附近の蛇紋岩はやゝ風化変質し, 緑黒色ないし緑色を呈し, ときに輝石の短柱状結晶が認められることがあり, また一部には滑石質の部分がある。

6) 丸山鉱床

本鉱床は昭和 4 年頃に発見されたもので, 関宮川を隔てて松谷 1 号坑の西側にあたり, 約 10 m 掘進された坑道がある。

鉱床はほゞ N50°W に伸長し, 北東に 60° 程度傾斜する劣勢な鉱床であるが, 現在みられる箇所では尖滅しており, 少量の鉱石をみるにすぎない。

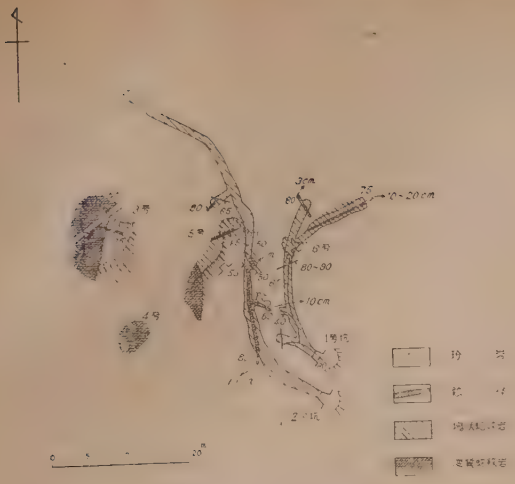
鉱石は集粒塊状鉱であるが, 鹿倉口・小路頃等の鉱石に比較して, 含有されている蛇紋岩がやゝ緑色を呈する傾向がある。顕微鏡的には破砕構造顕著で, 部分的には角礫状をなしている。褐色ないし暗褐色部は不透明部中に 20～30 %程度存在し, 融食された形跡は認められず, 周辺の小角礫集合部に, 少量の汚染をみるにすぎない。なお破砕構造が顕著であるほど, 褐ないし暗褐色部は少なく小角礫集合部ではほとんど存在しないこともある

8.1.4 結 言

本鉱山は本地域の主要な鉱山で, 開山以来の総出鉱量は最も多く, 鉱床の規模も松谷鉱床・小谷鉱床は地域中では最も大きい。しかしながら松谷 2 号鉱床・小谷鉱床は低品位の斑状鉱および集粒塊状鉱を主とし, 戦時中の特殊な経済状況の下にのみ採掘できたもので, 現在では残鉱も少量で探鉱価値に乏しい。

松谷 2 号鉱床は, 良質な塊状鉱を主とする鉱床であるが, 主要部分は採掘済みである。また鉱床の規模も必ずしも大きいとはいえないが, 一応落しの方向の探鉱は必要であろう。その他の鉱床はおゝむね小規模なもので稼行価値に乏しく, 鹿倉口鉱床のようにかなり採掘された鉱床もあるが, 品位に難点があり, 新しく探鉱に着手する価値は乏しいものと考えられる。

8.2 足坂鉱山 (第 4 図参照)



第4図　足坂鉱山鉱床図

8.2.1 鉱業権関係

鉱区番号　兵庫県試登　6,004号
所在地　兵庫県養父郡関宮村足坂
鉱種名　金・銀・銅・ニッケル・クロム鉄鉱
鉱業権者　兵庫県美方郡熊次村葛畑1360　麻谷完治

8.2.2 沿革

本鉱山は昭和5年頃中瀬の住民村上某によつて発見されたが，露頭探鉱程度で休止した。その後昭和12年には，丸三窯業 K.K. の所有するところとなり，2～3年間にわたつて坑道掘進が行なわれ，この間200～300 t 程度出鉱して休止した。さらに昭和28年7月から29年1月にわたつて岡部鉱業所により探鉱作業が行なわれたが，ほとんど出鉱をみないで休止し現在に至つている。

8.2.3 地質および鉱床

本鉱山は八木川の北側山腹に位置し，道路から約 1.5 km，標高 540 m，道路からの比高 300 m の急峻な山腹に所在し，八木川を隔てて，日本精鉱 K.K. 中瀬鉱山に相対している。

鉱山附近の地質はほとんど蛇紋岩からなり，一部露頭附近に玢岩の小岩脈が存在する。蛇紋岩は全般に塊状をなす緑黒色ないし暗緑色の蛇紋岩からなり，一部とくに露頭附近には変質を受けて脆弱化し，ときに葉片状ないし粘土様を呈するものがある。玢岩は明瞭な斑状構造を呈し，斑晶は斜長石およびときに少量の石英を伴なう石基は隠微晶質をなし，主として斜長石その他少量の石英および鉄苦土鉱物を含有する　斜長石はいずれも基性の斜長石で，おゝむね炭酸塩化作用および粘土化作用を蒙つてかなり変質している。

調査当時観察された鉱床の分布は，第4図に示す通りである。

3号坑では NE–SW 方向に貫く玢岩の小岩脈の南側に，走向 N20°E，傾斜 50°NW および走向ほゞ EW，傾斜 35° S の2つの薄い脈状の露頭があり，このやゝ下部から坑道掘進を行なつているが，この坑道は崩壊している。鉱石は外観茶褐色を呈する集粒塊状鉱を主とし，ときに鉱粒がやゝ粗粒の塊状鉱も存在する。この鉱石は，鏡下には明瞭な破砕構造を有し，全般に褐色ないし黄褐色部がきわめて多く，不透明部は破砕面に沿つて少量存在する程度である。鉱粒中には蛇紋石の含有がきわめて少なく，また融食は全く認められない。粗粒塊状鉱は中国地区一般の塊状鉱に酷似する。4号坑では走向 N60°E，傾斜 45°EW の脈状露頭があり，このやゝ下部から坑道掘進が行なわれているが，坑道は崩壊して詳細不明である。4号坑および6号坑には露頭はみられないがいずれも坑道掘進が行なわれたようである。稼行当時の話によれば，坑内には鉱床があつたとのことであるが，詳細は明らかでない。これら諸坑の下部延長部を探鉱した立入れ坑道が2坑ある。2坑とも坑内では坑道の中間附近を境として坑口側は全般に脆弱なやゝ変質した蛇紋岩からなり，坑奥側は全般にやゝ堅固な蛇紋岩からなる。前者には裂罅に沿つて破砕されてやゝ片状を呈する部分があり，後者は裂罅にはきわめて薄い粘土様，滑石様をなすものおよび方解石等がある。2号坑には鉱床は全く認められないが，1号坑では中間部附近の走向 EW で直立する裂罅にそつて存在する片状蛇紋岩中に，この裂罅に斜交して約 10 cm の幅に小団塊状をなす鉱石が点在する。この鉱床はきわめて劣勢なものであるが，走向方向にも傾斜方向にも探鉱は行なわれないまま休止している。鉱石は，鏡下ではほとんど不透明部からなり，少量の褐色部を伴ない，融食は認められず，鉱粒中にはスポット状のぬけ穴がある。鉱粒間を埋める蛇紋石には，炭酸塩化作用等の変質作用は認められない。

8.2.4 その他の鉱床

その他足坂部落の西側山腹，および東側山腹の“ネズミ谷”に探鉱を行なつた箇所がある。

前者は，塊状の蛇紋岩中に胚胎する斑状鉱および集粒塊状鉱の鉱床であるが，いずれも小規模である。この鉱床は2つの坑道によつて探鉱，採鉱が行なわれたが，出鉱量の総計は 40～50 t 程度とのことである。後者は外観灰緑ないし灰黒色を呈し，蠟感のない蛇紋岩中に露頭と考えられる走向 EW，傾斜 60° S の裂罅があつて，このやや下部とさらにこれより約 10 m 下部の2カ所から坑道掘進が行なわれているが，いずれも入坑不能のため詳細は不明である。なお坑口附近の廃石中には鉱石はみあたらないが，稼行当時約 10 t 出鉱したとのことである。

なお足坂鉱山の南東部の宮谷にも，N20°W 方向に 10

～20 m 掘進された坑道がある。この鉱床は昭和 12～13 年の発見によるもので，外観緑色の蠟感を有する蛇紋岩中に径約 1 m の小団塊状の鉱床であつたとのことで，品位 Cr_2O_3 30 %前後の集粒塊状鉱を 40～50 t 程度産出し，鏈筋は細くなりながら，かなり連続したとのことであるが，現在はなにもみられない。

8.2.5 結 言

本鉱山の鉱床は，おゝむね劣勢な脈状の鉱床で，鉱況は良好でない。露頭部およびその下部の坑内の状況から考察して，探鉱価値に乏しい。

その他周辺の鉱床もほとんど探鉱価値のないものと考えられる。

8.3 尾崎鉱山（第 5 図参照）

8.3.1 鉱業権関係

鉱区番号 兵庫県試登 5,808 号

所 在 地 兵庫県養父郡関宮村尾崎

鉱 種 名 クロム鉄鉱他

鉱業権者 福岡県遠賀郡中間町昭和通 2 岡部善作

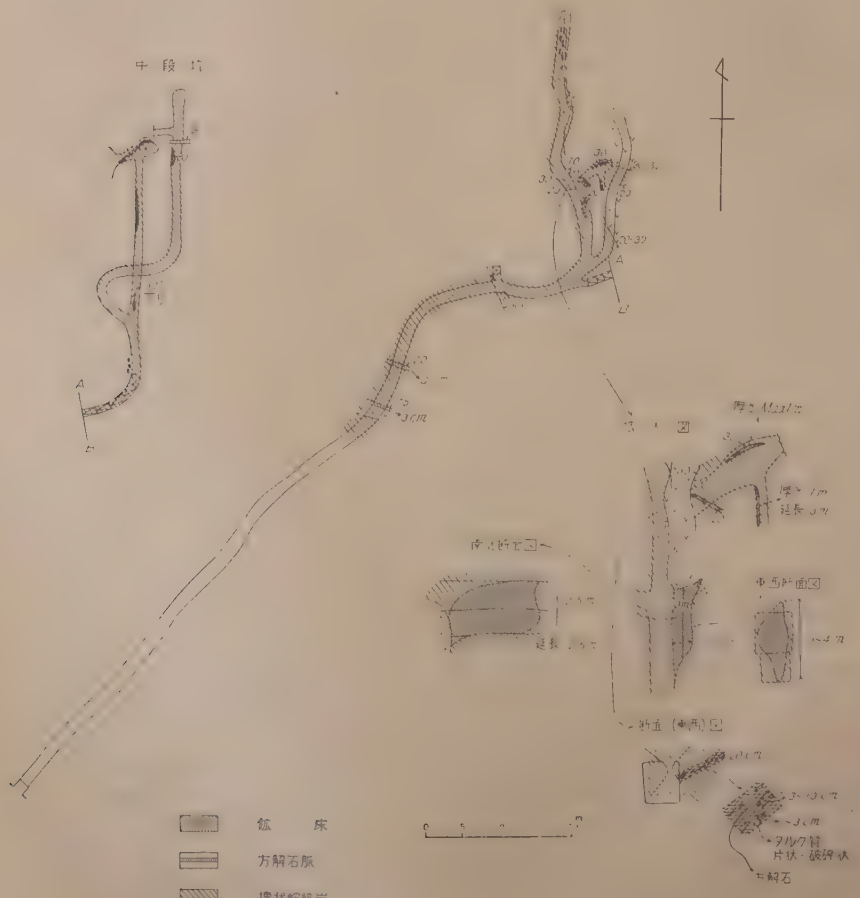
8.3.2 沿 革

本鉱山は昭和 5 年に関宮村関宮の住人高橋某によつて露頭が発見され，発見と同時に稼行された。以後丸三窯業 K.K. により終戦まで稼行されたが，終戦とともに休山した。発見から終戦までの総出鉱量は 4,000～5,000 t といわれている。

昭和 28 年 6 月より現権者によつて再開されたが，昭和 29 年 6 月からふたゝび休山して現在に至つている。この間の出鉱量は約 100 t で平均品位 Cr_2O_3 31～32 % とのことである。

8.3.3 地質および鉱床

本鉱山は関宮村尾崎部落の北側，道路より約 500 m



第 5 図 尾崎鉱山本坑坑内地質鉱床図

の地点に所在し，きわめて有利な条件に恵まれている。

本鉱山において稼行された1号，2号，3号，4号の各鉱床および本鉱山の西端道路脇の露頭などがある。このうち鉱床が観察されるのは，1号鉱床だけで，他は露天掘跡は採掘済みであり，坑道は崩壊して鉱床をみることはできない。

鉱山附近の地質はほとんど蛇紋岩からなり，ときに母岩を貫く玢岩を認めるにすぎない。1号鉱床本坑坑道中の玢岩は，鏡下には斑状構造を示し，斑晶は基性の斜長石，石基は隠微晶質で，基性の斜長石その他少量の石英および鉄苦土鉱物からなり，斜長石はときに炭酸塩化作用および微弱な粘土化作用を蒙つている。なおこの玢岩の一部には鏡下に安山岩質のものも存在する。

1号鉱床は露頭の採掘およびこの下部 33 m から掘進された本坑坑道がある。露頭部は採掘済みで，かつ崩壊して鉱床はみられない。本坑坑道は総延長約 150 m の本坑地並の水平坑道およびこの上部約 8 m の中段坑約 70 m で，このうち一部入坑不能部がある。鉱床は玢岩と蛇紋岩の接触部附近の蛇紋岩中に胚胎する，数個の小レンズ状ないし小団塊状鉱床および母岩中に塊状鉱の小塊が一定方向にある幅をもつて点在する鉱床である。前者は1号鉱床の主体をなすもので，本坑地並を中段坑に断続しているが，おそらく露頭からこの小規模の鉱床を含有する鉱床帯が下部本坑地並まで断続していたものと推定される。鉱床は厚さ 1 m，延長 3 m 程度の小規模なものが多く，一部に延長約 3 m，幅 1～1.5 m，下部延長 3～4 m のものがある程度である。鉱体はおゝむね塊状鉱からなり，ときに斑状鉱も産する。品位は Cr_2O_3 30 %程度以上のものが多く，部分的にさらに品位の高いものもある。後者は，本坑引立および玢岩との接触部附近のやゝ剝理性を有する蛇紋岩中に存在し，3～10 cm の鉱石脈，1～3 cm の方解石脈が，滑石質，片状，または破砕状の母岩中に一定方向に点在する。鉱石は顕微鏡的には，前者の塊状鉱は暗褐ないし褐色部は 80～90 %程度で，周辺を不透明部が囲繞しており，破砕構造は顕著である。残猿による融食は全く認められず，また鉱粒間は蛇紋石で埋められ，炭酸塩化作用その他の変質も全く認められない。斑状鉱も鏡下には鉱粒は塊状鉱と全く同じで，鉱粒が点在して，蛇紋石の含有量がはるかに多いだけである。後者はほとんど不透明部からなり，鉱粒の周辺は融食されて墨流し状を呈し，破砕構造も微弱で，スポット状のぬけ穴が存在する。また炭酸塩化作用は顕著で，ときに方解石脈を認める。

以上のように，この2種の鉱石はかなり顕著な相違がある。炭酸塩化作用は本坑坑道内の母岩では顕著で，方解石脈が存在し，また部分的に肉眼的に方解石の結晶が認められるが，塊状鉱を主とする鉱床の鉱石のみにほとんど炭酸塩化作用を認めないという事実は，鉱床成因の過程を究明するうえにきわめて意義が大きい。

1号鉱床の西部に，2,3,4 の各鉱床がある。2号鉱床の露天掘り跡は，採掘済みで，鉱床はみられない。この下部坑道の左押しには，かなり大きい鉱柱が残存し，この附近の探鉱が必要とのことであるが，坑道崩壊して入坑不能のため明らかでない。

3号鉱床は露天掘りおよび坑道掘り行なつたが，露頭は採掘済みであり，坑道は入坑不能のためなにもみられない。

4号鉱床は露頭および露頭の下部の坑道掘進が行なわれ，下部ほど鉱況が良好であつたとのことであるが，現在はなにもみられず鉱床の状態は明らかでない。

なお2～4号鉱床の附近に散在する鉱石は，おゝむね集粒塊状鉱で，全般に低品位であるが，鉱床附近の母岩には水酸化鉄の汚染が多いようである。鉱石は顕微鏡的には1号鉱床で述べた後者の鉱石に類似するが，融食はやゝ軽度であり，また炭酸塩化作用はほとんど認められない。

また本鉱山の西端，山道脇に露頭探鉱を行なつた箇所がある。この附近は灰緑色の脆弱な蛇紋岩を主とし，このなかに東西約 5 m，南北 1～1.5 m の範囲で探鉱が行なわれた。鉱石は2～4号鉱床より良好であつたとのことであるが現在はみられず，その規模から推察して探鉱価値も少ないものと考えられる。

8.3.4 結　言

本鉱山には5鉱床があるが，1号鉱床のほかは，ほとんど採掘済みで，品位も低く価値に乏しい。

1号鉱床には，良質の塊状鉱の鉱床があるが，規模が小さく，本坑地並以上はほとんど採掘済みである。この下部を探鉱するためにはさらに下部から坑道掘進を行なわなければならないが，鉱床の規模からみて採算的に困難が予想される。しかしこれらの小規模な鉱床が下部で集合して，かなりの鉱床を形成している可能性もあるので，稼行にあたつては，試錐による下部探鉱が望ましい。

8.4 関宮鉱山

8.4.1 鉱業権関係

鉱区番号　兵庫県試登　6,043 号
所在地　兵庫県養父郡関宮村関宮
鉱種名　金・銀・銅・ニッケル・クロム鉄鉱
鉱業権者　福岡県遠賀郡中間町昭和通2　岡部茜作

8.4.2 沿　革

本鉱山の旧鉱床は，昭和6～7年に発見され2～3年稼行して休山し，現在に至つている。この間の出鉱量は明

らかでないが，少量と推定される。新鉱床は昭和23～24年に発見されたが，発見と同時に倉口某によつて露頭採掘が2～3カ月間行なわれ，以後現権者の所有するところとなつて現在に至つている。

8.4.3 地質および鉱床

本鉱山は関宮村関宮部落の北方に位置し，立地条件には恵まれている。

本鉱山には旧鉱床およびこのほゞ西方約100 mの新鉱床の2つがある。旧鉱床は外観緑黒色を呈し堅硬な蛇紋岩中に，走向N10°W，傾斜70～80°Eを示して胚胎する厚さ30 cm以下の脈状鉱床である。鉱床に沿つて約20 m掘進した鎚押し坑道があるが，調査当時は入坑不能であつた。稼行当時の状況では鉱石は，集粒塊状鉱および斑状鉱で坑口から約20 m程度連続していたとのことである。坑口附近に散在する鉱石の品位はCr_2O_3 20～45％で，顕微鏡的には尾崎鉱山の2～4号鉱床の鉱石に類似する。

新鉱床附近の蛇紋岩は，外観灰色ないし灰緑色を呈するものおよび蠟感を有し，緑色を呈する蛇紋岩からなるが，鉱床はこのなかのN60°E，傾斜80°NW，幅約80cmの破砕帯中に胚胎し幅20 cm以下の3枚の鉱床からなる。このうちでは鉱床と母岩との境界は鮮明でない。鉱石は見掛けは品位は良好と思われやすいが，それは鉱粒と含有する蛇紋岩の色が酷似するからで，品位はCr_2O_3 10～15％平均の集粒塊状鉱で一部低品位の斑状鉱を伴なう。顕微鏡的には旧坑産のものより融食の程度がやゝ強いという差異がある。

8.4.4 結　言

本鉱山の2鉱床のうち，旧鉱床は鉱床状況が観察できないので明らかでないが，規模および品位からみて稼行価値に乏しく，新規に探鉱坑道を掘進する価値はないものと考えられる。新鉱床も規模はきわめて小さく，下部延長にも乏しく，品位もかなり低いので，探鉱価値は乏しいものと考えられる。

8.5 八木谷鉱山

8.5.1 鉱業権関係

鉱区番号　兵庫県試登　6,043号
所在地　兵庫県養父郡関宮村八木谷
鉱種名　金・銀・銅・ニッケル・クロム鉄鉱
鉱業権者　福岡県遠賀郡中間町昭和通2　岡部茜作
（註：関宮鉱山と同一鉱区）

8.5.2 沿　革

本鉱山は昭和15～16年頃露頭が発見されたのに始まり，昭和17年まで稼行され，この間約100 tの出鉱があつた。その後休山して現在に至つている。

8.5.3 地質および鉱床

本鉱山は関宮村関宮部落の北西方，村岡に通ずる道路の北東側山腹に位置し，立地条件にはきわめて恵まれている。

鉱山附近の地質はほとんど蛇紋岩からなるが，この蛇紋岩は外観緑色を呈し，表面はやゝ変質して褪色している角礫質の蛇紋岩で，ときに肉眼的な大きな破砕構造を呈するものがある。鉱床に接する蛇紋岩は，とくに変質の程度が顕著で，きわめて剝理性に富むものも存在する。

本鉱山には，露頭およびこの南西方約30～40 mに位置する，坑内採掘跡にみられる鉱床との2つの鉱床が知られている。

露頭はN70°Wに約2 m伸長し，傾斜はほゞ垂直で約1 m，厚さ最大約30 cmの小レンズ状鉱体で，ほとんど掘りつくされている。この露頭は集粒塊状鉱からなり，品位は平均Cr_2O_3 20％前後，最も良質部で25％程度と推察される。顕微鏡的には破砕構造を認め，不透明部中には20～30％の暗褐色部がある。鉱粒の周辺にはスポット状のぬけ穴があり，融食は認められなくて炭酸塩化作用も蒙つていない。

下部の坑道採掘跡には，走向N70°E，傾斜ほゞ垂直の細脈状鉱床があるが，鉱石は大きい斑点をなす斑状鉱を主とし，品位Cr_2O_3 22～23％程度と推定される。東側はN30°E，傾斜80°SEの断層によつて切断されている。断層の東側では坑道探鉱が行なわれているが，鎚先を確認していない。

8.5.4 結　言

本鉱山の露頭は，小規模なレンズ状鉱床で採掘しつくされ，各延長方向も尖滅している。

下部の細脈鉱床もきわめて小規模で，また断層によつて鎚先を切断されている。これらはいずれもきわめて小規模であり，鉱床としての価値に乏しく，新規に探鉱する必要を認めない。

8.6 吉井鉱山

8.6.1 鉱業権関係

不　明

8.6.2 沿　革

本鉱山は昭和7～8年に中瀬の住人村上正治によつて発見された。発見と同時に主として転石採取を行なつた。その後堀割りおよび坑道探鉱が行なわれたが，開坑当時土地所有者との話合いがつかなかつたために高所より開坑されたので，劣勢な鎚筋を探鉱した程度で，開山以来の出鉱量もきわめて少量であつたようである。

8.6.3 地質および鉱床

本鉱山には約5 mの間隔をおいて2つの採掘跡がある。この附近の蛇紋岩は，外観緑黒色を呈するもの，および緑色を呈しやゝ蠟感を有するものなどがあり，とき

に N50°W 方向に葉片状構造を呈するものもある

鉱床は，西側のものは，N10°E 方向に約 10 m の堀割りがあり，その北端に掘進延長約 5 m の坑道があるが，その先は崩壊している。この鉱床は現在は全くみられないが，稼行当時は坑道延長 15 m 程度で，この間ほぼ垂直の劣勢な脈状鉱床の鏈押しを行なつたとのことである。東部のものは N20°W 方向に探鉱された露天掘り跡で，同方向に約 5 m，幅約 2 m の規模であるが，鉱床は現在は全く認められない。

鉱床附近の蛇石中に存在する鉱石には，緻密塊状鉱を主とし，その他やゝ粗粒の塊状鉱・集粒塊状鉱および斑状鉱があり，またまれに縞状鉱も存在する。緻密塊状鉱には灰格柘榴石が認められ，品位 Cr_2O_3 30～35％で，本地域の各鉱床中灰格柘榴石の認められる唯一の鉱床である。粗粒塊状鉱の品位は，緻密塊状鉱より高いが，その他の鉱石は，いずれも低品位である。鉱石中には鏡下に規模のやゝ大きい破砕構造が認められ，鉱粒は周辺の不透明部を主とし，内部に少量の黒褐色部がある。鉱粒間を埋める蛇紋石には変質作用は全く認められず，鉱粒と蛇紋石の境界附近には暗褐色の汚染が認められる。

8.6.4　結　言

本鉱床は，調査当時全く観察できなかつたが，稼行当時の話によれば鉱石品位はかなり良好であるが，規模はきわめて小さいと思われるので，下部延長部の探鉱を行なうにしても新しく坑道掘進を行なう前に試錐によつて下部の状況を確認することが先決である。

8.7　大池鉱床

8.7.1　鉱業権関係

不　明

8.7.2　沿　革

本鉱床は，昭和5～6年に中瀬の住人浅井某によつて露頭が発見されたのに始まり，小規模の探鉱後丸三窯業 K.K. の所有するところとなつた，同社はその後2カ年ほど稼行してこの間約 200 t 出鉱し休山して現在に至つている。

8.7.3　地質および鉱床

本鉱床は関宮村関宮部落の南方直距約 2 km，標高約 550 m の山腹に位置する。

鉱床附近の蛇紋岩は，蛇紋岩化作用の程度が進んで全般に蠟感のあるものを主とするが，ときに表面だけに蠟感があり，内部は緑黒色・暗緑色を呈して蠟感のないものがある

鉱床は上下2つの坑道によつて採掘されている。上部坑では N70°E 方向に約 10 m 露天堀割りがあり，この延長に 10～15 m の坑道掘進が行なわれているが，調査当時入坑不能であつた。露頭は厚さ 2～5 cm，厚い所で 50 cm 程度の細脈状鉱床で，この傾斜延長がかなり連続していたので，露頭の下部から上部坑を開坑して鏈押しを行なつた。坑道内では鉱床は走向 N70°E，傾斜垂直で厚さ 2～5 cm 程度であつたが，坑口から 10～15 m で急に劣勢となり，さらに下部への傾斜延長を認めたので，坑道掘進を中止して高距約 6 m の下部から下部坑を開坑した。下部坑も入坑入能であつたが 20～25 m 掘進され，上部坑の傾斜延長を鏈押し探鉱を行なつたという。この坑道ではやゝ脈幅を増し膨縮は著しいが，50 cm 程度の部分がかなりあつたようで，引立では急に劣勢となり，中止した。下部への傾斜延長は確認したが，さらに下部からの坑道掘進を行なわず，休山したものことである。

坑口附近に存在する鉱石塊では，その中心部に塊状鉱があり，その両側に集粒塊状鉱があつて，母岩となつていることが観察され，鉱床と母岩とは明瞭に境している。中心部の塊状鉱は，やゝ鱗片状をなす粗粒質で，品位 Cr_2O_3 32～40％と推定されるが，顕微鏡的には融食はほとんど認められず，ほとんど不透明部だけからなり少量の褐色部が存在するにすぎない。破砕構造は微弱で不透明部には 20～40％スポット状ないし小針状結晶のぬけ穴があり，すべて蛇紋石によつて埋められている。この蛇紋石および鉱粒間を埋める蛇紋石はほとんど変質作用を蒙つていない。

8.7.4　結　言

本鉱床はほゞ垂直の良質鉱を主とする脈状鉱床であるが，露頭，上部坑，下部坑の順に鏈幅を増す傾向があり，とくに下部坑ではさらに傾斜方向への延長が確認されている。この鉱床の一般的傾向からみて，下部ではさらに鏈幅を増す可能性もあるので，下部坑の 5～10 m 下部からさらに鏈押しを行なうことが必要である。

8.8　清水鉱床

8.8.1　鉱業権関係

不　明

8.8.2　沿　革

本鉱床は昭和5～6年頃土地の住人によつて発見されたのに始まり，その後上尾某によつて3年間にわたつて稼行され約 300 t の出鉱をみた。その後休山して現在に至つているが，2号坑・3号坑は着鉱せず，いずれも昭和12，13年頃開坑されたものである。

8.8.3　地質および鉱床

本鉱床は大池鉱床のほゞ南方約 400 m，山陵の南側山腹に位置する。

鉱床附近の蛇紋岩は表面のみ蠟感を有し，内部は緑黒色を呈するものを主とする。

この鉱床は露頭採掘後下部から3つの坑道によつて探

鉱された。露頭は N60°E 方向に長軸を有する小レンズ状鉱床で，南東に 45° 程度傾斜する。規模は長径約 1 m，短径約 50 cm，傾斜方向に約 1 m 程度で，走向方向に向けて露頭のやゝ下部から 50 m 程度掘進された坑道があるこの坑道は入坑不能であるが鉱床はさらに 2～3 m 延長していたようである。この下部には，傾斜延長を探鉱した上部より，1，2，3 坑の 3 本の坑道があるが，1 坑は N80°E 方向に約 30 m，2 坑は N50°E 方向に約 20 m，3 坑は N80°E 方向に約 10 m，それぞれ掘進されたとのことであるが，すべて入坑不能のため明らかでない。

鉱石は本鉱床，大池鉱床の鉱石と同じく，やゝ粗粒の塊状鉱と，集粒塊状鉱とがある。粗粒塊状鉱は顕微鏡的には，大部分不透明部からなり，そのなかに褐色部が不規則に小粒状をなして存在し，破砕構造は認められるが融食はほとんど認められず，周囲の蛇紋石には幾分の汚染がある。蛇紋石はほとんど変質作用を蒙つていない。

8.8.4 結 言

本鉱床の露頭部は掘り尽され，坑道はすべて入坑不能のため，鉱床の状況は明らかでない。露頭の採掘跡および鉱石から推察して，大池鉱床に類似のものであろうと考えられ，品位は良好であるが，さしあたつての探鉱についてははなはだ疑問である。

8.9 吉ケ平鉱床

8.9.1 鉱業権関係

不 明

8.9.2 沿 革

本鉱床は昭和 12～13 年頃中瀬の住人によつて発見され，露頭採掘および小規模な坑道掘進が行なわれたが，この間の出鉱量は僅少であつた。その後昭和 26 年頃に麻谷完治により，6 カ月ほど坑道採掘が行なわれ，この間 30 t 程度の出鉱があつたが，以後休山して現在に至つている。

8.9.3 地質および鉱床

本鉱床は清水鉱床の南東方直距約 1,500 m の山腹に位置する。

鉱床附近の蛇紋岩は蠟感を有する外観緑色ないし緑黒色のものを主とする。露頭採掘および坑内採掘が行なわれているが，露天掘り跡は南北約 10 m，東西 3～5 m の規模で，この中心附近から，EW 方向および N20°E 方向へ向けて 2 本の坑道が掘坑されている。前者は坑口から約 7 m で，N20°E および N70°W に分岐しておのおの坑奥に向かつて下つている。後者の坑道は崩壊している。現在は鉱床は全く認められずその形態および規模は不明である。坑外に点在する鉱石は大池鉱床に類似し，粗粒の塊状鉱を主とし，その他集粒塊状鉱および斑状鉱がある。

8.9.4 結 言

本鉱床は調査当時観察不能のため，その形態，規模は明らかでないが，おそらく主要部は小規模のものと思われ，かつ採掘済みであるので新規の探鉱については疑問である。

8.10 中瀬鉱床

8.10.1 鉱業権関係

不明であるが鉱床は日本精鉱 K.K. 中瀬鉱山のやゝ南部に位置するので，あるいは中瀬鉱山の鉱区内であるかも知れない。

8.10.2 沿 革

本鉱床は昭和 5～6 年頃中瀬鉱山によつて発見された。発見とともに露頭採掘および坑道掘進が行なわれたが約 1 年で休山して現在に至つている。この間の出鉱量は 100 t 以内とのことである。

8.10.3 地質および鉱床

本鉱床は関宮村中瀬部落のほゞ南方直距約 1,500 m，吉ケ平鉱床の北西方約 700 m に位置し，中瀬鉱山の南方約 600 m にあたる。

鉱床附近の蛇紋岩は部分的には黒蛇紋も存在するが，全般的には緑色を呈し蠟感あるやゝ剝理性を有する蛇紋岩を主とする。鉱床は露頭採掘および下部からの坑道によつて探鉱および採掘が行なわれたが，現在はなにもみられない。露頭は N20°E，傾斜 45～55°NE で膨縮は少なく，ほゞ脈状をなして連続したようである。この下部延長部へ N10°E 方向に約 20 m 掘進された坑道があり，鏈押し採掘を行なつたとの話であるが，入坑不能のため明らかでない。

坑外に残存する鉱石は，粗粒で品位 Cr_2O_3 30 %前後の塊状鉱と，この周辺部に存在したと推定される肉眼的に母岩を挟雑する品位 Cr_2O_3 20～25 %程度の集粒塊状鉱がある。顕微鏡的には大池の粗粒塊状鉱に類似するが，破砕構造はより顕著で，とくに鉱粒間を埋める蛇紋石には顕著な炭酸塩化作用が認められる。

8.10.4 結 言

本鉱山は調査当時露頭採掘跡および坑道とも観察することはできず，鉱床の状況も明らかでない。今後の探鉱価値についても判断は困難であるが，隊行当時の話によれば小規模な脈状鉱床と考えられるので品位は良好であろうが，鉱床としての価値は疑問で，新規の探鉱にあたつては鉱床の中心部と推定される附近の下部の状況について試錐探鉱を行なつて，その結果を考えるべきであろう。

8.11 八木鉱床

8.11.1 鉱業権関係

不 明

8.11.2　沿　革

本鉱床は第2次世界大戦の初期に発見され，主として坑道から少量の出鉱をみた程度で，終戦とともに休山して現在に至つている。

8.11.3　地質および鉱床

本鉱床は，養父郡高柳村八木部落の南方約1km，標高約200mに位置する。

鉱床附近の蛇紋岩は，主として緑色，蠟感を有するものからなるが，部分的に滑石化または粘土化して粘土様をなすものがある。また全般に蛇紋岩中には方解石の細脈が網状に存在することが多い。

鉱床は露頭採掘跡にはみあたらないが，S20°W 方向に掘進された坑道がある。坑口から4m で崩壊しているので，内部の状況は観察できない。

8.11.4　結　言

本鉱床は調査当時全く観察することができなかつたので，鉱床の規模，形態，鉱石等については不明であるがおそらく小規模な鉱床の露頭およびそのやゝ下部を採掘し尽して休止したものと推察される。したがつて鉱床としての価値には乏しいものであろう。

8.12　小松原鉱床

8.12.1　鉱業権関係

不　明

8.12.2　沿　革

本鉱床は，昭和5～6年頃中瀬の住人によつて発見され，1カ月に約10tの露頭を掘り尽して休止し，現在に至つている。

8.12.3　地質および鉱床

本鉱床は大池鉱床の西方約600m，標高約400mの山腹に位置する。

鉱床附近の蛇紋岩は外観緑色を呈し，顕著な蠟感を有するものである。

鉱床は約10tの露頭だけで，延長部の小規模な探鉱結果では，なにもみあたらなかつたとのことである。鉱石は平均品位 Cr_2O_3 24～25％，良質部で30％程度の塊状鉱を主とし，部分的には中粒～細粒の斑状鉱も存在したようである。

8.12.4　結　言

本鉱床は小規模な露頭のみで，周辺の探鉱結果からも各延長部へ連続する鉱床は全く存在せず，探鉱価値はない。

8.13　下段鉱床

8.13.1　鉱業権関係

不　明

8.13.2　沿　革

本鉱床は昭和12～13年頃発見され，短期間探鉱および採掘を行なつたようであるが，その後休山して現在に至つている。

8.13.3　地質および鉱床

本鉱床は関宮村出合部落のほゞ東方約1km，標高約500mの山腹に位置する。

鉱床は，2つの採掘場によつて稼行されたが，上部のものは，幅2～3m，高低約8mの露天掘り跡があり，この中心部から S20°E 方向に掘進された坑道があり，この下部高距約5mにも坑口がある。これらの坑道はすべて入坑不能であり，現在はなにもみられない。

坑外の鉱石は，品川関宮鉱山鹿倉口鉱床の鉱石に類似するが，その他やゝ粗粒の斑状鉱も存在したようである。

8.13.4　結　言

本鉱山の鉱床は，2カ所の採掘場があるのみで現在はいずれもみられず，その形態も規模も全く不明である。たゞ採掘跡から推察して小規模な鉱床であつたことは想像に難くないし，また品位の点も必ずしも良好とはいえないので，探鉱価値は乏しいものと考えられる。

(昭和29年10月調査)

文　献

1) 番場猛夫：中国地方脊梁の超塩基性火成岩について，地質学雑誌，Vol. 55, No. 648; No. 649, p. 152, 1950

2) 番場猛夫：中国地方脊梁の超塩基性火成岩について，地質学雑誌，Vol. 56, No. 656, p. 261, 1950

3) 番場猛夫：中国地方脊梁の超塩基性岩及びクローム鉄鉱鉱床について—中国地方脊梁の超塩基性岩について(第2報)—，地質学雑誌，Vol. 58, No. 678, p. 101～110, 1952

4) Bamba, T.: Ultra-basic Rocks of the Chugoku District, South-western Part of Japan, Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 4 (Geol. Mineral.), Vol. 8, No. 2, p. 65～73, 1952

5) 原田準平・石橋正夫：本邦産クローム鉱物について，岩石鉱物鉱床学会誌，Vol. 24, No. 4, 1940

6) 原田準平・石橋正夫：本邦産含クローム鉱物について(2)，岩石鉱物鉱床学会誌，Vol. 29, No. 1, 1943

7) 長谷文造：クローム煉瓦およびクロームマグネシア煉瓦，耐火物工業，Vol. 4, 15集，1953

8) 石川俊夫：兵庫県関宮附近クローム鉄鉱床について，岩石鉱物鉱床学会誌，Vol. 25, No. 3; No. 4, 1941

9) 岩生周一他：鳥取県広瀬鉱山のクローム鉄鉱鉱床の構造に関する2,3の問題，地質学雑

誌, Vol. 58, No. 682, p. 337～338, 1952
10) 北原順一：クローム鉄鉱の化学成分と母岩との関係, 地質学雑誌, Vol. 55, p. 132, 1949
11) 北原順一：クローム鉄鉱の二, 三の問題, 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol. 34, No. 1, 1950
12) 北原順一：鳥取県多里地方のクローム鉄鉱と産状に関する研究, 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol. 42, No. 2 ; No. 3, 1958
13) Maxwell, J. C. : Some Occurrences of Chromites in New Caledonia, Econ. Geol., Vol. 44, p. 525, 1949
14) 中本 朗：クローム鉄鉱鉱床の種類, 地質学雑誌, Vol. 39, p. 93, 1932
15) 太田善造・種村文数：水酸化マグネシアを使用するクローム・マグネシア質耐火物の研究, 耐火物工業, Vol. 4, 15集, 1953
16) Sampson, E. : Varieties of Chromite Deposits, Econ. Geol., Vol. 26, p. 836, 1931
17) 鈴木 醇：本邦産クローム鉄鉱鉱石について, 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol. 27, No. 3 ; No. 4, 1942
18) 鈴木 醇：クローム鉄鉱鉱床生成に関する一考察, 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol. 29, No. 2, 1943
19) 山田正春他：鳥取県日野郡多里村のクローム鉄鉱床, 耐火物工業, Vol. 3, 12集, 1952

551.49 : 550.837 (521.24)

群馬県南東部容水地盤電気探査報告

——関東西部地域調査　第11報——

本間一郎* 高木愼一郎* 古谷重政* 田村芳雄*

Electrical Prospecting for the Ground Water in the Eastsouthern Part of Gumma Prefecture

by

Ichirō Homma, Shinichirō Takagi, Shigemasa Furuya & Yoshio Tamura

Abstract

In order to know the geological structure concerned with ground water of this area, the electrical prospecting was carried out on the eastsouthern part of Gumma prefecture in 1957.

The survey was performed by means of the resistivity method. As the result, three or four resistivity layers were found, and among these layers, the fourth shows lowest resistivity.

Considering the relation between the outcrops and these resistivities on this area, it seems that this layer corresponds to Tertiary clayey stratum.

要　旨

昭和32年11月下旬から12月下旬にわたる約1カ月間，群馬県太田市附近において，電気探査法による地下水調査を実施した。

本調査は，利根川水系工業用地下水調査の一環として企画されたもので，昭和31年度埼玉県深谷市附近において行なつた地下水調査の継続調査である。

調査地は尾島町・太田市・足利市にわたる地域であつて，区域内に3測線を設定，測線上に設置した総計31の測点において電気探査の比抵抗法により調査を行なつた。

その結果，太田市の西部（小金井・新野・木崎町・世良田）の冲積平野においては，第三紀層と思われる不透水基盤の形状を推定した。基盤は南西方に向かつて緩傾斜をなしているのが認められる。

また太田市・足利市間においては，南金井・焼山および八幡などに分布する古生層は，急激に地下に潜入していることが推定された。

1. 緒　言

昭和32年11月下旬から12月下旬にわたる約1カ月間，群馬県太田市ならびにその周辺地域において，電気探査法による調査を実施した。こゝにその結果を報告する。

本調査は，利根川水系工業用地下水調査の一環として，昭和31年度の調査に引続き施行したものである。

調査実施にさいし，多大の便宜を与えられた太田市役所建設課の各位に対し，深く謝意を表する次第である。

2. 位置および交通

今回調査を実施した区域は，群馬県の南東部にあたり太田市を中心とし，その周辺生品村から世田村に，ならびに太田市から足利市にわたる区域である。区域の南部には利根川が本県と埼玉県との県境をなして東流し，北部は渡良瀬川が北西から南東に流下する。太田市は関東平野の北端部に位し，南に向かつては広大な関東平野が開けている。本地域近傍には高崎・前橋・伊勢崎等の諸市が，また渡良瀬川左岸には桐生市・足利市が点在する。

太田市には東武鉄道伊勢崎線・桐生線等が集まつて，足利・桐生・伊勢崎等に通じ，また区域の北方には国鉄両毛線が通じ，前橋・伊勢崎・桐生・足利等を経由する。道路は四方に発達して，交通は至便である。

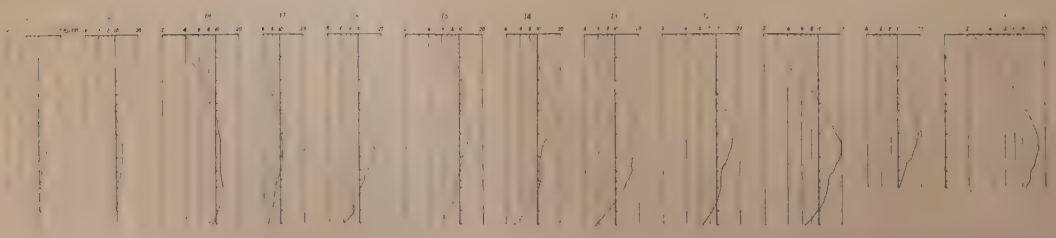
3. 地形および地質

本区域の東端部を北西から南東に向かつて渡良瀬川が流れ，その北東側は足尾山地となつて，標高400～500mの山地が連亙し，北東方に向かつて高度を増加する。

渡良瀬川の南西側では，大間々町から太田市に至る間に3個の孤立した丘陵が存在する。これらは北から鹿田

* 物理探査部

第 1 図 群馬県南東部帯水地盤電気探査測線図



第 2 図 深度比抵抗曲線図

山・茶臼山・金山等と称えられ，いずれも 200～300 m の高度である。

また本区域の北西方は，赤城火山の山麓部にあたり，標高 150 m 附近から緩傾斜をもつて北方に高度を増している。

山塊以外の部分はおゝむね平坦地をなすが，南方へ向かつてはきわめて緩やかに高度を減じ，大間々町附近では海抜 180 m，太田市附近では，40 m となつている。

本地域を構成する地質は，古生層・第三紀層および第四紀層である。第三紀層は新第三系に属する新田累層・強度累層からなり，また第四系は沖積砂礫層・関東ローム層・段丘堆積層・赤城火山噴出物等からなる。

秩父古生層は渡良瀬川北東側の足尾山地・鹿田山山塊東部・茶臼山山塊の南部・金山の山麓部等に認められ，これらは主としてチャート・粘板岩から構成されている。

第三系は，茶臼山山塊の西麓部に広く分布し，凝灰質砂岩・凝灰質泥岩・砂質凝灰岩等からなる。

また古生層・新田累層を貫いて，石英粗面岩類が分布し，鹿田山・茶臼山・金山附近にそのおもなものがある。

赤城火山噴出物は，集塊岩・熔岩・泥熔岩等からなり赤城山山麓部，おもに大間々町から西方および北方にわたつて，広く分布する。そのほか鹿田山西麓の台地および阿左美駅東方にも分布が認められる。

また山地を除いた平野部は，段丘堆積層・関東ローム層・沖積砂礫層からなる洪積層および沖積層が分布する。

4. 調査目的および測線

本調査は昨年度に引続き，群馬県太田市北西方から利根川東岸に至る地域，および太田市から渡良瀬川東岸足利市に至る地域における，容水基盤の状態を明らかにし，もつて今後の地下水調査の基礎資料とする目的をもつて，電気探査を実施した。

今回の調査では測線を次のように設置した（第 1 図参照）。

I 測線：太田市菅塩—木崎町—世良田（11 km，測点 20 点）

II 測線：太田市南金井—足利市田中（6 km，測点 6 点）

III 測線：太田市長手—木崎町（6 km，測点 5 点）

5. 調査方法

調査は比抵抗法により実施した。前述の各測線上に，I 測線においては，約 300～500 m の間隔に，II 測線においては 1 km 間隔，III 測線においては 1.5～2 km 間隔に設けたそれぞれの測点において，垂直探査を行なつた。

測点には I・III 測線においては北東から南西に向かつて，おのおの「1, 2, 3, ····19, 20」，「1, 2, ····5」，II 測線においては西から東に向かつておのおの「1, 2, 3, ····6」の番号を附した。

電極配置は等間隔 4 極法により，配置方向は第 1 図に示す通りである。電極間隔を 1 m から漸次増大し，I 測線の北部においては 100 m まで，I 測線の南部および II・III 測線においては 200～300 m まで測定した。電極間隔の増大は，おゝむね次の通り行なつた。

電極間隔 (a)	電極間隔増加の長さ
0～ 10 m	1 m ずつ
10～ 32 m	2 m ずつ
32～100 m	4 m ずつ
100～300 m	20 m ずつ

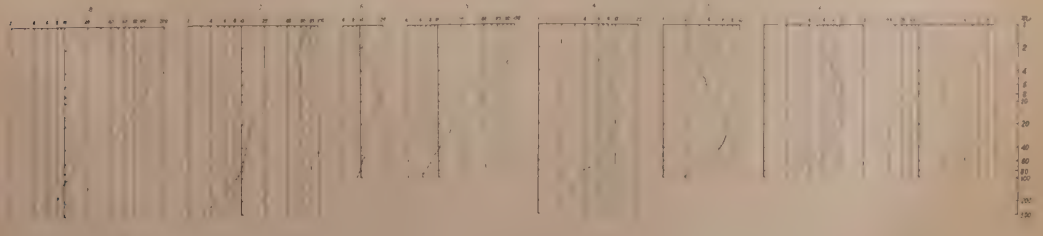
これらの測定結果を深度比抵抗曲線図として第 2～4 図に示した。

6. 調査結果

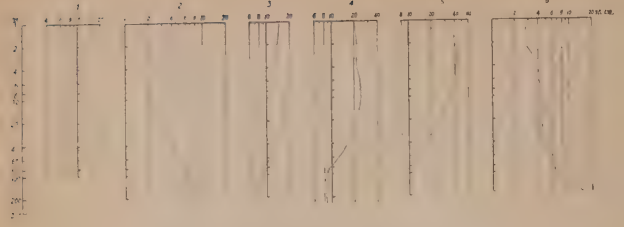
調査の結果を，深度比抵抗曲線およびそれを解析して得られた比抵抗断面図について述べる。

6.1 深度比抵抗曲線について

I 測線における深度比抵抗曲線は第 2 図に示した通りで，これらの曲線を概観すると，全般的にいずれも地下浅所においては，10 kΩ-cm 以下の低比抵抗を示し，電極間隔を増すに従い，漸次比抵抗を増して，10～20kΩ-cm の比抵抗に達し，さらに電極間隔を増大すると，比抵抗値は徐々に減少して低比抵抗を示すに至る。この下位の低比抵抗部は，北東においては地下浅所より，南西に向かうに従い漸次深所に分布していることが認められる。



第 I 測線



第 3 図 深 度 比 抵 抗 曲 線 図 第 II 測 線

測点「1,5,7,8」においては，他の測点に比較し比抵抗値に特異な値が認められる。すなわち，測点「1」においては，地表下 10 m 以深は著しい低比抵抗値を示して，約 0.7～0.8 kΩ-cm のほゞ一定した比抵抗値を呈する。

また測点「5」，「7」，「8」では，いずれも地下浅所において約 80～130 kΩ-cm に及ぶ高比抵抗を呈している。

II 測線における深度比抵抗曲線を第 3 図に示す。

この測線においては明らかに傾向を異にする 2 つの群に分類される。

（1）低一高型で測点「1」,「2」および「6」においては，地下浅所では低比抵抗を示しているが，深くなるに伴つて漸次高比抵抗を呈するに至る。

（2）高一低型を呈し，測点「3」,「4」,「5」においては，かなりの深度まで比較的高比抵抗 15～40 kΩ-cm を示すが，80 m 以深においては，10 kΩ-cm 以下の低比抵抗を示す。

III 測線における深度比抵抗曲線を第 4 図に示す。

測点「1」は II 測線における「1」,「2」,「6」と同様の傾向を示し，測点「2」～「5」にかけては I 測線の測点「11」～「20」附近と同様の変化を有している。

6.2 比抵抗断面について

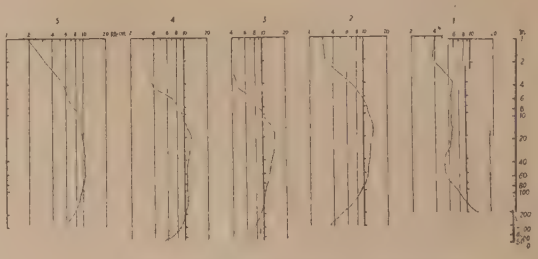
深度比抵抗曲線を標準曲線法により解析して，地下を比抵抗値により数層に分け，それぞれの境界の位置および比抵抗値を第 5 ～ 7 図に示した。

これらの解析から得られた比抵抗値を概観すると，幾種類かの互いに類似する比抵抗値を示す層が，相当広く分布していることが認められる。

I 測線「1」～「20」(第 5 図参照)

地下浅所に 2～3 m の薄層をなして 2～9 kΩ-cm の層が，地表を覆つてほゞ水平に堆積する。しかし測点「5」,「7」,「8」においては，他の測点における表層と異なり，70～150 kΩ-cm と著しく高い比抵抗を示す層が，やゝ厚く堆積しているのが認められる。

その下部には測点「4」より，13～33 kΩ-cm の



第 4 図 深 度 比 抵 抗 曲 線 図 第 III 測 線

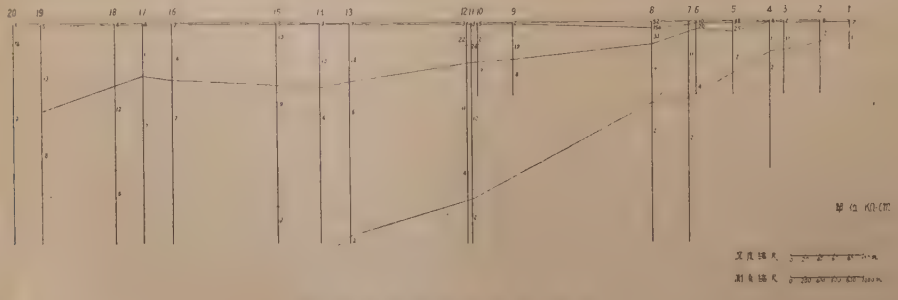
比較的高い比抵抗値を示す層が，測点「5」においては地表下 15 m まで，測点「19」においては地表下約 120 m に達する厚さを示して分布し，南に下るに従つて，その比抵抗値を徐々に減ずるとともに，漸次その層厚を増している。

また第 3 層は 6～11 kΩ-cm とかなり低い比抵抗値を示し，南に下るに従い，比抵抗値は低くなり層厚は増大し，測点「13」においては地表下約 290 m まで達する厚層となる。

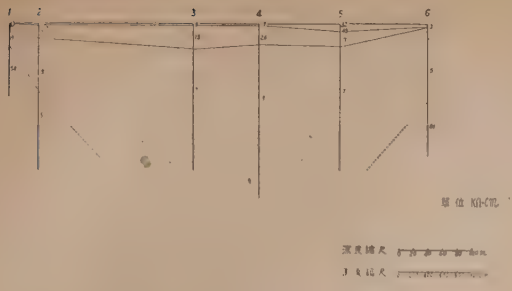
第 3 層の下部にはとぐに低比抵抗を示す 1～2 kΩ-cm の第 4 層が分布する。北部はごく浅く，測点「1」においては，第 2，第 3 層を欠除し，第 4 層は地下数 m に認められるが，上部の層に比較し，やゝ急斜の傾向がある。

II 測線「1」～「6」(第 6 図参照)

地下浅所においては，不規則な比抵抗値を示す表層(第 1 層)が，測点「5」においては地表下約 10 m，その他の測点においては 2～3 m の層厚をもつて，ほゞ水平に分布する。第 2 層は比抵抗 13～26 kΩ-cm のやゝ高ゝ



第 5 図 比 抵 抗 断 面 図 第 I 測 線



第6図　比抵抗断面図　第II測線

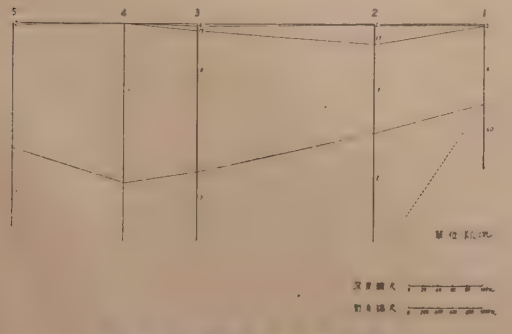
比抵抗値を示し，測点「1」，「6」の両端より，漸次層厚を増し中央において最も厚く約 35 m の厚さを示す。また第3層として，比較的低い比抵抗値 5～8 kΩ-cm を示す層が，第2層の下部に厚く堆積しているのが認められ，中央部ではかなりの深さまで達している。

また測線の両端部には，第3層の下部に約 50 kΩ-cm の高い比抵抗を示す層が認められ，測点「1」においては深度 15 m，「2」においては深度約 92 m，また測点「6」においては 100 m 以深に分布する。すなわちこの両端部に認められる高比抵抗層は，いずれもその中央部に向かつて急傾斜をなしている。

III 測線「1」～「5」(第7図参照)

地表下 2～5 m には 2～4 kΩ-cm の薄い第1層がほゞ水平に分布する。またその下位の 17 kΩ-cm 程度のやゝ高い比抵抗を示す第2層は，測点「2」において，最も厚く地表下 30 m 附近まで分布する。第3層は 6～11 kΩ-cm 程度の比抵抗を示し，測点「1」においては深度約 110 m，南西方に漸次深く南西端の測点「5」においては，約 170 m に達する。

その下部には，1～3 kΩ-cm の低比抵抗層が分布している。この層は測点「1」においては認められず，測点「2」より南西方にかけて最も厚く堆積している。測点「1」の約 110 m 以深には，比抵抗 60 kΩ-cm の高比抵抗を示すものが認められるが，測点「2」以西においては，みられない。



第7図　比抵抗断面図　第III測線

7. 調査結果に対する考察

前述の結果につき，次に本地域の地質，井戸の柱状図等の資料を参照して考察する。

I 測線(菅塩―村田―木崎町―世良田)

第1層は地表近くに，約 10 kΩ-cm 以下の比抵抗値を示して厚さ 2～3 m をもつてきわめて薄く，ほゞ水平に堆積している。この薄層は洪積台地一帯を薄く覆つている関東ローム層あるいは沖積層におけるごく浅所の表層，または腐食土のようなものと思われる。

また天良・成塚附近に位する測点「5, 7, 8」は，標高約 65 m であつて，赤城山麓に分布する洪積台地上にある。この部分の比抵抗値は第1層のなかで，著しく高比抵抗 60～120 kΩ-cm を示し，その層厚もいくぶん厚く堆積しているのが認められるが，これらはその比抵抗値から考えて，この台地一帯に分布する洪積層によるものと考えられる。

第2層は比較的高い比抵抗値を示して，太田市田中附近より南西に分布し，南西に向かつて漸次層厚を増し，反町附近においては層厚約 80～90 m に達するが，木崎町を通つて世良田に至る間はほゞ同深度を示して，ほゞ水平に堆積しているものと考えられる。なおその層比抵抗値は南下するに従つて漸次低くなる傾向が認められる。

第3層は当地域において中位の比抵抗を示し，菅塩南方においては地表下 30 m 以浅に，原口附近は地表下 110 m までに，反町附近においては深度約 290 m までに存在するが，それより南においてはさらに厚くなり，深度 300 m 以深にも分布しているものと考えられる。

この層は傾斜層を形成し，南下するほどその層厚を増し，かつ比抵抗値は漸次減少していることが認められる。

第4層は著しく低比抵抗を示すものである。

菅塩においては地表下 2～3 m より認められ，菅塩南においては地表下 30 m，原口において 110 m，村田附近において 240 m 以深に分布する。

また木崎町以南の地区においては，300 m 以深に分布しているものと考えられるが，今回の調査では確認するに至らなかつた。またその比抵抗値は各測点ともほゞ同様の比抵抗値をもつている。

菅塩附近の地質は，1948 年石油開発促進委員会 (P.E.A.C.) による群馬県太田市―大間々町間の地質調査報告によれば，頁岩および凝灰質砂岩からなる第三紀層が分布している。

測点「7」は上述の第三紀層の露頭の存在する丘陵の斜面に位する。

したがつて測定結果の解析により得られた 1 kΩ-cm の

比抵抗値は，本地域の第三紀層の比抵抗を示すものと思われ，第三紀層は南西方へ漸次沈んでいることが推察される。

今回の測定による第三紀層の比抵抗値は，前年度実施した深谷市西方における測線で推定された第三紀層の比抵抗値と同程度を示している。

本地域にはあまり井戸の資料はないが，木崎町に宝酒造株式会社木崎工場の井戸が掘られている。

その井戸の柱状図によれば，(1) 地表附近 1～2 m は表土であり，(2) 3～90 m 附近までは砂利・砂・粘土の互層であり，(3) それ以深 90～160 m 附近までは，粘土・土丹あるいは砂質粘土層の互層が約 70 m 近くの大きな層厚をもつて認められ，(4) 160～185 m は砂利層となつている。

この柱状図と地表電気探査との結果を比較してみると，地表電気探査で解析により得られた各層の深度は，地表探査の第1層は柱状図の〔1〕に，第2層は〔2〕に，第3層は〔3〕にそれぞれ該当するように思われ，地表探査により得られた各層は，柱状図に示される各層と同様の物質により構成されている層であると推定される。

II 測線（太田—足利）

この測線においては，ほゞ3層が認められる。

第1層は地表直下厚さ 1～2 m で分布する。比抵抗値は多少の不規則があつて，大町附近においては，とくに高比抵抗を示し，層厚も大きい。地表は本測線中他の測点は水田となつているが，この附近は桑畑となつているので，かゝる地表条件の相違も考慮する必要があると思われる。

第2層は比較的高比抵抗値を示して地表下 30 m 附近まで水平に分布しているが，その比抵抗値から考えると，I 測線の第2層に相当するものとほゞ同程度の比抵抗値を示していることが認められる。ただ焼山附近では著しく低比抵抗を示し，この附近には第2層の発達は考え難い。

第3層はそれ以深に厚く地域全般にわたつて分布する。比抵抗値からみると，こゝには第 I 測線に認められる比較的低比抵抗を有する第3層と同様な層の分布が推定される。

また太田市南金井—焼山間および足利市西方八幡では，第3層の下部に著しい高比抵抗が認められる。しかしこの高比抵抗は上小林—大町間の測定では認めるに至らない。

南金井および焼山は，いずれもチャート・頁岩を主とした秩父古生層から構成され，また八幡附近の小丘陵も同じく古生層からなつており，この附近の測定でみいだされた前記高比抵抗は，古生層の存在を示すものと考えられる。この高比抵抗の存否からみると，古生層はこの附近ではかなり急傾斜をもつて地下に潜入しているものと推定される。

III 測線（長手—別所—木崎）

この測線においては，第1～第4層の4層構造が推定される。比抵抗値からみると，各層は第1測線における第1～第4層にそれぞれ対比しうるものと考えられる。

第 I 測線に比較し第2層の発達は乏しいが，第3層はかなり厚く，新野附近においては，地表下 150 m 附近まで存在する。

長手附近においては 100 m 以深において，著しい高比抵抗が認められる。その比抵抗値は，金山—焼山間に現われた高比抵抗値と同程度であるので，同じく古生層の分布が推察される。

この高比抵抗層は，次の測点においては認められないので，かなりの急傾斜をもつて地下に潜入しているものと考えられる。

8. 結　論

本地域においては，比抵抗法により3測線（31点）において，調査を実施し，地下構造に関する推定の資料が得られた。

すなわち太田市菅塩から世良田に至る第 I 測線および太田市長手より中根に至る第 III 測線においては，各測線ともほゞ4層構造が認められ，各層とも北東から南西に向かつて緩やかに傾斜している。とくに第4層は，茶臼山山麓菅塩に露出する第三紀層に該当することが認められ，この第三紀層は不透水基盤となるものと推察される。

この第三紀層の上面は，菅塩附近より西方および南方に傾斜し，また太田市北方の山塊附近では，第三紀層の下位に，古生層がかなりの急傾斜をもつて潜入するものと推定される。

また南金井—足利間の測線においては，3層構造が認められ，太田市西方にみられる上位各層と同様のものが推定されるが，第三紀層に該当すると思われるものは認められない。

また南金井—焼山および八幡に分布している古生層は，いずれも急激に地下に潜入しているものと推定される。

（昭和32年12月調査）

553.94 : 550.831 (522.2+522.3)

有明海南部ならびに長崎県三ツ瀬地区重力探査報告

大滝忠雄* 松田武雄**

Gravity Survey at the Southern Part of Ariake-kai and Mitsuse District, Nagasaki Prefecture

by
Tadao Otaki & Takeo Matsuda

Abstract

In order to investigate the possibility of new coal field buried under the Ariake-kai and its neighbour districts, the geological and geophysical surveys had been carried out in three years, from 1956 to 1958. Among them, gravity survey at the northern part of Ariake-kai was conducted in 1957 and its result was already reported in the former paper.

In 1958, gravity survey was carried out at the southern part. The isogal map obtained by this survey is shown in Fig. 1. One gravity high and two low areas are found in this map.

要 旨

有明海南部の海陸一帯における地下構造の概要を明らかにして，本地区東部に開発されている炭田の構造の推定に資するため，重力探査を行なつた。その結果，大牟田市附近および島原半島北端附近を中心とする高重力域のあること，また，諫早市附近，島原半島の小浜町附近および島原市南東沖等にそれぞれ低重力域が存在することなどが明らかになつた。

1. 緒 言

有明海ならびに長崎県高島町周辺の海域は，三池・佐賀・天草・高島など，九州における重要な炭田地帯の一部を占めており，すでに有明海北部および高島町附近では海底炭田が開発されている。このように海底炭田の開発が行なわれるに従つて，海底地質構造の究明が重要になつてきている。

本調査は，昭和31年度から3カ年計画で実施されている海陸地帯の総合調査の一部をなすもので，海底重力計による有明海南部，および三ツ瀬地区の海陸総合重力探査である。

調査は佐賀県鹿島市以南の有明海西岸および島原半島・野母半島周辺の陸上を，昭和33年9月4日から22日までの19日間，有明海南部および長崎県高島町三ツ瀬地区の海底を同年10月1日から11月16日までの47日間，前後2回に分けて測定を行なつた。

この調査の測定は大滝忠雄・松田武雄が陸上および海上の全期間，井波和夫が陸上の調査に，中条純輔・平沢清が海上の調査にそれぞれ参加して観測を行なつた。

また海上の調査には立花栄一・横江一男・安藤高明が参加し，測点の位置測量を担当した。

陸上の観測には長崎県庁の自動車を借用し，中島伸二が運転を担当した。海上の観測船には大牟田市三池海運株式会社所有の三徳丸を傭船した。

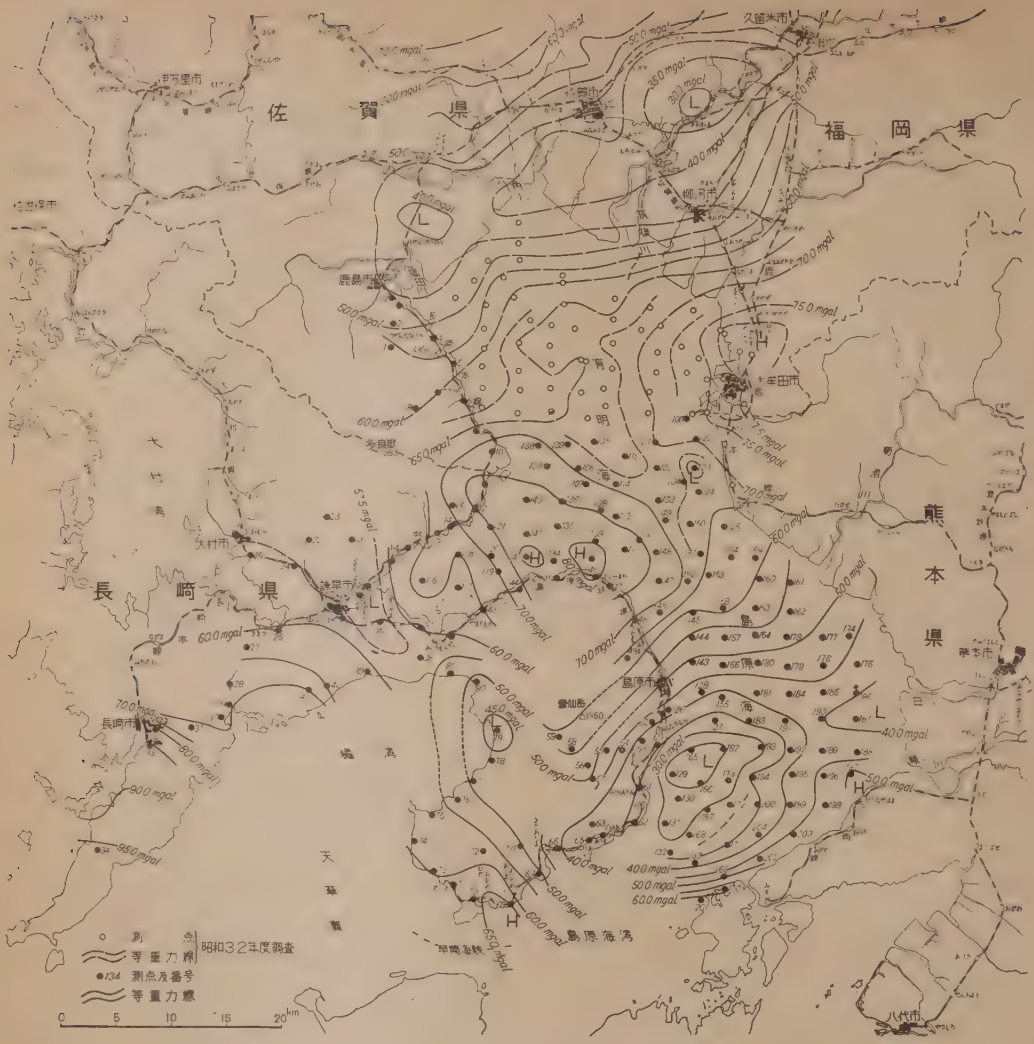
この調査の実施にあたり種々協力と便宜を与えられた長崎県庁・第7管区海上保安本部・水路部・熊本気象台，三井鉱山株式会社三池鉱業所・三菱鉱業株式会社高島鉱業所の各位に対し厚く感謝の意を表する次第である。

2. 有明海南部地区重力探査

2.1 位置および交通

調査地域は佐賀県鹿島市以南の有明海西岸および島原半島，野母半島周辺の陸地と，有明海南部および島原海湾の海域であつて，陸上の測点総延長は約 300 km であり，海上の測定面積は約 1,200 km² である。陸上は昭和29年度筆者の1人である松田武雄により調査された肥筑平野重力探査地域に接続している。また海上は昭和32年度早川正巳外3名によつて調査されている有明海北部海底重力探査の隣接地域である。

* 元所員
** 物理探査課



第 1 図 有明海南部重力探査等重力線図(全補正済)

調査地域内には大牟田港・三池港・長州港・三角港・島原港・多比良港・竹崎港などあり，島原観光汽船・九州商船などの定期船の便があるほか，船舶の航行が頻繁である。また沿岸の陸地は道路がよく発達し，鉄道も長崎本線・鹿児島本線・島原鉄道などあつて交通至便である。

2.2 地形および地質

本調査地域一帯は第四紀の火山活動のあつた地帯であり，有明海西岸には海抜 983 m の多良岳があつて，佐賀・長崎県境の一部に新第三紀の玄武岩がみられるほかは，ほとんど多良岳火山岩類からなる山地が海岸近くまで迫つている。また島原半島南部の一部に新第三紀の玄武岩類が露出しているほかは，雲仙火山岩類が島原半島の大部分を覆つている。

諫早市西部には主として新第三紀の角閃安山岩からなる丘陵地が発達し，第四紀の冲積層・洪積層は，諫早市東方沿岸部に僅か分布するにすぎない。

長崎市附近および野母半島一帯は，おもに古生代の結晶片岩類からなる海抜 500 m 前後の山地が連つている。

また調査地東岸，大牟田市附近には結晶片岩類からなる山地があり，熊本平野には冲積層・洪積層が広く発達していて，この平野から菊地川・唐入川・白川・緑川など数条の河川が島原海湾に注いでいる。

調査地の海域は一般に浅海であり，比較的東岸の熊本測が浅く，水深 20 m 以内の海域はおもに砂・泥が堆積していて調査面積の約 $^2/_3$ を占めている。また北から南に

第1表　有明海南部重力探査測定結果表（陸上）

測点番号	測定月日	高度(深度) (m)	測定値 (mgal)	高度補正値 (mgal)	緯度補正値 (mgal)	地形補正値 (mgal)	全補正済値 (mgal)	測点番号	測定月日	高度(深度) (m)	測定値 (mgal)	高度補正値 (mgal)	緯度補正値 (mgal)	地形補正値 (mgal)	全補正済値 (mgal)
0	9.11	4.2	11.00	0.94	33.17	0.31	45.4	41	9.13	36.0	2.20	8.10	59.47	0.30	70.1
1	9.14	83.0	−0.69	18.67	36.79	1.30	56.1	42	〃	4.5	2.48	1.01	56.01	0.30	59.8
2	〃	18.0	9.32	4.05	34.69	0.64	48.7	43	9.12	6.2	9.10	1.39	54.13	0.30	64.9
3	9.11	3.7	11.67	0.83	34.13	0.41	47.0	44	〃	5.6	17.47	1.26	52.77	0.31	71.8
4	〃	6.3	13.45	1.42	35.74	0.41	51.0	45	〃	3.8	24.77	0.85	52.06	0.30	78.0
5	〃	5.4	18.75	1.21	37.62	0.44	58.0	46	〃	3.5	27.30	0.79	51.91	0.27	80.3
6	〃	4.1	20.70	0.92	40.22	0.55	62.4	47	〃	4.2	25.04	0.94	52.57	0.27	78.8
7	9.14	39.0	10.65	8.77	39.72	0.88	60.0	48	9.17	4.3	13.94	0.97	54.75	0.36	70.0
8	〃	121.0	−12.66	27.21	40.70	3.67	58.9	49	〃	133.0	−23.50	29.91	57.58	0.92	64.9
9	9.11	17.9	20.44	4.03	42.10	1.01	67.6	50	〃	7.2	−7.65	1.62	58.83	0.61	53.4
10	〃	11.8	25.72	2.65	43.50	0.67	72.5	51	9.12	2.9	−21.29	0.65	61.25	0.73	41.3
11	〃	3.5	29.01	0.79	45.69	0.65	76.1	52	9.17	46.0	−33.17	10.35	61.71	1.21	40.1
12	〃	4.6	26.30	1.03	47.49	0.73	75.6	53	〃	104.0	−49.21	23.39	62.94	1.16	38.3
13	9.14	220.0	−23.90	49.48	46.56	0.91	73.1	54	〃	140.0	−52.06	31.49	63.63	1.55	44.6
14	9.11	4.8	18.23	1.08	48.58	0.64	68.5	55	〃	254.0	−77.17	57.12	63.48	2.96	46.4
15	〃	18.1	13.37	4.07	49.00	0.48	66.9	56	〃	459.0	−118.50	103.23	64.58	1.48	50.8
16	〃	3.7	10.23	0.83	50.07	0.56	61.7	57	〃	288.0	−82.69	64.77	65.45	2.48	50.0
17	〃	4.7	8.08	1.06	50.68	0.51	60.3	58	〃	590.0	−143.05	132.69	63.46	4.23	57.3
18	〃	2.9	2.45	0.65	52.38	0 35	55.8	59	〃	728.0	−171.82	163.73	62.68	5.02	59.6
19	9.14	229.0	−44.83	51.50	49.43	1.09	56.2	60	9.16	34.3	−36.37	7.71	63.47	0.80	35.6
20	〃	3.7	2.32	0.83	53.27	0.25	56.7	61	〃	3.3	−32.27	0.74	66.19	0.74	35.4
21	9.8	8.7	3.00	1.96	54.07	0.22	59.3	62	〃	6.0	−35.86	1.35	68.47	0.40	34.4
22	9.14	99.0	−16.55	22.27	49.44	1.00	56.2	63	〃	53.0	−41.71	11.92	68.39	0.58	39.2
23	〃	171.0	−32.14	38.46	48.18	1.79	56.3	64	〃	21.9	−37.17	4.93	69.10	0.43	37.3
24	9.11	78.6	−10.72	17.68	51.14	0.82	58.9	65	〃	9.8	−34.30	2.20	69.60	0.48	38.0
25	〃	2.4	6.33	0.54	50.56	0.46	57.9	66	〃	3.1	−31.02	0.70	70.07	0.57	40.3
26	9.9	8.3	4.09	1.87	55.55	0.45	62.0	67	〃	3.3	−21.02	0.74	71.94	0.58	52.2
27	〃	33.0	−0.41	7.42	56.68	0.53	64.0	68	〃	25.0	−25.76	5.62	69.91	0.60	50.4
28	〃	16.0	6.50	3.60	59.02	0.85	67.0	69	〃	4.5	−10.29	1.01	73.81	0.46	65.0
29	〃	3.0	8.43	0.67	60.35	0.61	70.1	70	〃	2.9	−9.68	0.65	73.36	0.31	64.6
30	〃	16.2	2.16	3.64	61.37	1.60	68.8	71	〃	7.4	−11.33	1.66	73.41	0.43	64.2
31	〃	143.3	−22.16	32.23	61.95	1.94	74.0	72	〃	76.0	−28.96	17.09	70.29	0.78	59.2
32	〃	15.4	14.66	3.46	62.17	0.50	80.8	73	〃	6.0	−13.90	1.35	71.60	0.33	59.4
33	〃	2.6	20.84	0.58	63.14	0.50	85.1	74	9.13	2.0	−11.19	0 45	69.53	0.61	59.4
34	〃	50.0	14.31	11.25	70.13	0.55	96.2	75	〃	8.0	−12.97	1.80	67.90	0.62	57.4
35	9.12	4.7	2.46	1.06	54.76	0.17	58.5	76	〃	2.0	−15.54	0.45	66.86	0.61	52.4
36	〃	2.7	0.13	0.61	54.98	0.25	56.0	77	〃	3.0	−18.29	0.67	65.62	1.00	49.0
37	9.12	3.5	3.33	0.79	55.21	0.23	59.6	78	〃	10.0	−21.75	2.25	64.18	1.75	46.4
38	9.13	4.2	−0.31	0.94	57.28	0.49	58.4	79	〃	15.0	−25.02	3.37	62.28	2.41	43.0
39	〃	1.0	1.62	0.22	58.28	0.32	60.4	80	〃	5.0	−11.69	1.12	58.98	1.01	49.4
40	〃	122.0	−23.15	27.44	59.22	0.30	63.8	81	〃	110.0	−30.89	24.74	58.39	1.01	53.3

第1表 有明海南部重力探査測定結果表 (海上)

測点番号	測定月日	水 深 (m)	潮 高 (m)	高 度 (深 度) (m)	測 定 値 (mgal)	高 度 補正値 (mgal)	緯 度 補正値 (mgal)	地 形 補正値 (mgal)	全補正 済 値 (mgal)
101	10.11	−11.2	−1.9	−13.1	29.78	−2.92	42.98	0.13	70.0
102	〃	−10.0	−1.6	−11.6	25.62	−2.58	44.62	0.14	67.8
103	〃	−18.4	−1.1	−19.5	26.28	−4.34	46.73	0.14	68.8
104	〃	−16.1	−0.5	−16.6	25.50	−3.70	45.99	0.14	67.9
105	10.12	−19.5	+1.6	−17.9	27.05	−3.99	43.09	0.14	66.3
106	〃	−12.8	+1.1	−11.7	26.35	−2.61	44.79	0.14	68.7
107	〃	−21.4	+0.6	−20.8	28.96	−2.41	45.69	0.14	72.4
108	〃	−26.6	−0.4	−27.0	33.32	−6.01	47.42	0.14	74.9
109	〃	−26.3	−1.8	−28.1	36.50	−6.26	49.52	0.14	79.9
110	〃	− 5.1	−2.0	− 7.1	31.44	−1.58	50.79	0.23	80.9
111	〃	−24.3	−2.0	−26.3	33.99	−5.86	50.10	0.14	78.4
112	〃	−33.5	−1.7	−35.2	33.95	−7.84	49.40	0.14	75.7
113	〃	−30.3	−1.2	−31.5	33.00	−7.02	47.88	0.14	74.0
114	〃	−18.7	−0.3	−19.0	26.28	−4.23	45.74	0.14	67.9
115	〃	−14.7	+0.4	−14.3	25.49	−3.18	43.92	0.14	66.4
116	10.13	− 2.9	+0.8	− 2.1	16.45	−0.47	52.24	0.30	68.5
117	〃	− 2.7	−0.3	− 3.0	10.29	−0.67	52.72	0.20	62.5
118	〃	− 3.4	−0.9	− 4.3	15.32	−0.96	50.47	0.31	65.1
119	〃	− 4.6	−1.5	− 6.1	20.18	−1.36	51.74	0.21	70.8
120	〃	− 2.0	−1.9	− 3.9	21.70	−0.87	50.58	0.23	71.6
121	〃	− 5.2	−2.1	− 7.3	27.21	−1.63	48.72	0.29	74.6
122	10.16	− 3.9	+2.2	− 1.7	28.94	−0.38	42.78	0.14	71.5
123	〃	−11.0	+2.5	− 8.5	20.29	−1.89	44.60	0.14	63.1
124	〃	−17.2	+2.4	−14.8	23.11	−3.30	46.33	0.14	66.3
125	〃	−16.7	+1.9	−14.8	17.59	−3.30	48.47	0.14	62.9
126	10.17	−13.1	+2.0	−11.1	−17.20	−2.47	60.87	0.76	42.0
127	10.18	−56.4	+0.9	−55.5	−16.24	−12.36	61.50	0.27	33.2
128	〃	−49.9	+1.2	−48.7	−8.68	−10.85	59.67	0.41	40.6
129	10.19	−55.7	0	−55.7	−29.09	−12.40	65.10	0.49	24.1
130	〃	−52.0	+0.4	−51.6	−28.88	−11.49	67.38	0.35	27.4
131	〃	−62.9	+0.8	−62.1	−26.45	−13.83	68.38	0.27	28.4
132	〃	−56.7	+1.1	−55.6	−27.58	−12.38	70.33	0.21	3.06
133	〃	−44.0	+1.4	−42.6	−25.29	−9.49	71.08	0.17	36.5
134	10.20	−10.2	+0.1	−10.1	−30.53	−2.25	50.73	0.22	79.2
135	〃	−18.9	+0.3	−18.6	32.05	−4.14	48.50	0.14	76.6
136	〃	−14.1	+0.5	−13.6	31.14	−3.03	46.78	0.15	75.0
137	〃	−25.5	+0.7	−24.8	34.50	−5.52	44.42	0.15	73.6
138	〃	−25.7	+0.9	−24.8	33.08	−5.52	43.06	0.14	70.8
139	〃	−10.9	+1.1	− 9.8	26.80	−2.18	43.16	0.14	67.9
140	〃	− 9.8	+1.2	− 8.6	33.15	−1.92	46.70	0.17	78.1
141	〃	−12.8	+1.2	−11.6	29.58	−2.58	48.98	0.17	76.2
142	〃	−11.9	+1.2	−10.7	34.29	−2.38	50.59	0.20	82.7
143	10.21	−43.4	−0.4	−43.8	1.37	−9.75	57.73	0.35	49.7
144	〃	−45.3	−0.4	−45.7	7.20	−10.18	56.03	0.24	53.3
145	〃	−38.3	−0.3	−38.6	13.03	−8.60	54.36	0.16	59.0

測点番号	測定月日	水深 (m)	潮高 (m)	高度(深度) (m)	測定値 (mgal)	高度補正値 (mgal)	緯度補正値 (mgal)	地形補正値 (mgal)	全補正済値 (mgal)
146	10.21	−23.3	−0.2	−23.5	18.15	−5.23	54.32	0.26	67.5
147	〃	−32.8	0	−32.8	28.22	−7.30	52.18	0.13	73.2
148	〃	−41.0	+0.2	−40.8	32.29	−9.09	50.22	0.13	73.6
149	〃	−27.8	+0.7	−27.1	25.99	−6.04	48.09	0.14	68.2
150	〃	−20.6	+0.9	−19.7	22.68	−4.39	48.38	0.14	66.8
151	〃	−24.2	+1.1	−23.1	20.98	−5.14	50.28	0.14	66.3
152	〃	−44.0	+1.2	−42.8	25.92	−9.53	52.22	0.14	68.8
153	〃	−30.1	+1.2	−28.9	18.61	−6.44	51.83	0.14	64.1
154	〃	−20.1	+1.3	−18.8	15.85	−4.19	50.36	0.14	62.2
155	10.23	−52.7	−0.3	−53.0	−9.33	−11.80	60.00	0.25	39.1
156	〃	−44.0	−0.6	−44.6	0.71	−9.93	57.88	0.18	48.8
157	〃	−37.8	−0.7	−88.5	5.10	−8.57	56.08	0.15	52.8
158	〃	−25.4	−0.7	−26.1	12.11	−5.81	54.21	0.13	60.6
159	〃	−12.9	−0.6	−13.5	14.83	−3.01	50.58	0.13	62.5
160	〃	−15.9	−0.4	−16.3	10.69	−3.63	52.23	0.13	59.4
161	〃	−10.4	−0.2	−10.6	4.52	−2.36	52.19	0.17	54.5
162	〃	−12.4	+0.2	−12.2	2.81	−2.72	54.20	0.19	54.5
163	〃	−23.1	+0.5	−22.6	10.29	−5.03	54.06	0.15	59.5
164	〃	−25.0	+0.8	−24.2	1.86	−5.39	55.98	0.13	52.6
165	10.24	−61.3	+1.0	−60.3	−26.28	−13.43	63.60	0.41	24.3
166	10.30	−57.8	−0.6	−58.4	−28.20	−13.01	65.87	0.27	2.49
167	10.24	−44.8	−0.1	−44.9	−27.41	−10.00	67.52	0.20	30.3
168	〃	−49.7	−0.5	−50.2	−28.03	−11.18	69.16	0.21	30.2
169	〃	−42.4	−0.8	−43.2	−13.90	−9.62	72.09	0.22	48.8
170	〃	−33.0	−0.8	−33.8	−7.05	−7.53	72.85	0.30	58.6
171	〃	−40.2	−0.6	−40.8	−26.28	−9.09	69.89	0.16	34.7
172	〃	−28.3	−0.3	−28.6	−28.90	−6.37	67.28	0.18	32.2
173	〃	−48.6	0	−48.6	−27.46	−10.82	65.47	0.20	27.4
174	10.28	− 8.3	+1.6	− 6.7	−9.17	−1.49	56.09	0.28	45.7
175	〃	− 8.8	+1.2	− 7.6	−14.36	−1.69	57.93	0.27	42.2
176	〃	−10.5	+0.1	−10.4	−8.04	−2.32	58.00	0.16	47.8
177	〃	− 8.5	−0.3	− 8.8	−5.03	−1.96	56.10	0.17	49.3
178	〃	−17.1	−0.7	−17.8	0.46	−3.96	56.12	0.13	52.8
179	〃	−22.2	−0.9	−23.1	−6.30	−5.14	58.08	0.13	46.8
180	〃	−32.3	−1.0	−33.3	−3.03	−7.42	57.85	0.15	47.6
181	〃	−42.2	−1.1	−43.3	−8.75	−9.64	59.91	0.16	41.7
182	10.29	−43.1	+1.9	−41.2	−29.63	−9.18	63.48	0.23	24.9
183	〃	−47.7	+2.0	−45.7	−15.85	−10.18	61.67	0.19	35.8
184	〃	−30.0	+1.9	−28.1	−9.89	−6.26	59.86	0.14	43.9
185	〃	−14.3	+1.7	−12.6	−15.06	−2.81	59.83	0.15	42.1
186	〃	− 9.4	+1.4	− 8.0	−18.29	−1.78	59.87	0.24	40.0
187	〃	− 8.4	+1.1	− 7.3	−21.78	−1.63	61.58	0.23	38.4
188	〃	− 3.0	+0.8	− 2.2	−20.49	−0.49	63.58	0.23	42.8
189	〃	−15.0	+0.4	−14.6	−17.82	−3.25	63.48	0.19	42.6
190	〃	−13.8	+0.1	−13.7	−18.39	−3.05	61.67	0.17	40.4

測点番号	測定月日	水深 (m)	潮高 (m)	高度(深度) (m)	測定値 (mgal)	高度補正値 (mgal)	緯度補正値 (mgal)	地形補正値 (mgal)	全補正済値 (mgal)
191	10.29	−29.7	−0.3	−30.0	−15.38	−6.68	61.58	0.16	39.7
192	〃	−26.9	−0.6	−27.5	−21.74	−6.12	63.53	0.20	35.9
193	〃	−46.7	−0.8	−47.5	−24.89	−10.58	63.57	0.16	28.3
194	10.30	−45.0	+1.9	−43.1	−20.32	−9.60	65.30	0.18	35.6
195	〃	−36.8	+1.9	−34.9	−16.86	−7.77	65.27	0.19	40.8
196	〃	−14.7	+1.6	−13.1	−15.89	−2.92	65.30	0.21	46.9
197	〃	− 4.7	+1.3	− 3.4	−14.58	−0.76	65.18	0.23	50.1
198	〃	− 8.3	+0.9	− 7.4	−15.71	−1.65	65.16	0.23	48.0
199	〃	−34.9	+0.5	−34.4	−19.56	−7.66	67.29	0.19	40.3
200	〃	−33.6	+0.1	−33.5	−25.37	−7.46	67.26	0.17	34.6
201	〃	− 8.1	−0.6	− 8.7	−9.18	−1.80	73.48	0.18	62.7
202	11.4	−36.4	+0.6	−35.8	−14.47	−7.97	70.84	0.33	48.7
203	〃	−26.1	+1.0	−25.1	−17.60	−5.59	69.21	0.25	46.3
204	〃	−42.9	+1.2	−41.7	−23.35	−9.29	69.13	0.16	36.7

向かうに従つて漸次水深を増し，最も深いところで約70 mとなつている。

島原港および宇土半島西端の近海は，海底地形の起伏がはなはだしい。

2.3 調査目的

本調査は，有明海南部および島原海湾とその周辺陸地を結ぶ海陸地帯における重力分布の概要を明らかにして，海底地質構造推定に必要な基礎資料を得ることを目的とした。

2.4 調査方法

本調査に使用した重力計は，昭和31年1月，地質調査所がアメリカのノースアメリカン会社から輸入したUW-2R型海底重力計である。

陸上の測定には海底重力計を陸上用に切換えて観測を行なつた。測点にはこの附近で坪井らが1954年にほぼ4 km ごとに水準点を利用して重力測定を行なつているので，われわれは同所で測定を行なつていない水準点，三角点，独立標高点などで測定を行なつた。またそのほか鉄道線および高度計を利用して，測点の標高を求め測定を行なつた。

海上調査の観測船には，現地で三池海運株式会社から汽帆船三徳丸を傭船し，艤装工事を行ない，船艙の上部に起重機，発電機等を取り付け，船室を観測室として使用し，観測室と作業甲板の連絡にはインターホンを用いた。また操舵室と観測室の上部を利用して測量のために使用した。

観測船三徳丸の諸能は次の通りである。

乗組員　船長以下4名

総トン数　50.23 トン

機関　焼玉エンジン 20 HP × 2基

長さ　18.50 m

幅　5.34 m

吃水　1.52～2.30 m

速力　4ノット

端艇　1隻

海上の測点は東西約3 km，南北約 2.5 km の間隔とし，船上で六分儀により測角しながら予定測点に船を誘導した。測定を行なう場合には投錨して静止の状態で測定するように努めた。

また測点の位置は船上から六分儀によつて求めた。

2.5 調査結果

2.5.1 測定結果

本調査地域の測点数は陸上81点，海上104点，合計185点である。また陸上の測定に用いた自動車の全走行キロ数は約 1,700 km であつた。

本調査の陸上の重力値は，肥筑平野重力探査の測点番号226（本年度測点番号0）と結んだ。また海上の重力値は有明海北部海底重力探査（昭和32年度実施）の測点番号11と，測点番号100（三池港南側突堤の西端附近）とを結び，各測点における測定値は測点番号100における測定値 73.8 mgal を基準とした。

第1表に測定月日・測定時の水深・潮高・深度，各測点における観測値から器械のドリフトおよび月や太陽の位置変化による影響などを除去した測定値，高度・緯度・地形の各補正値ならびにこれから得られた全補正済値を示した。

また第1図有明海南部重力探査等重力線図に測点の位置と番号，ならびに全補正済値から得た重力分布を5 mgal ごとの等重力線で示した。

2.5.2 補正方法

各種の補正方法はいままでの報告書に述べられたものと同一であるのでこゝには省略する。たゞ高度補正のさいの海水の影響の補正には，$\Delta g = (0.3086 - 2\times0.0419\rho)$ D mgal/m を用いた。こゝに ρ は海水の比重，Dは水深である。

2.5.3 等重力線図

第1図の等重力線図にみられるように，本地域の重力分布は全般的にかなり大きく変動していて，調査地域の北半に高重力異常域があり，南半には低重力異常域がみられる。

すなわち北半の高重力域は大牟田市附近を中心に，周辺より約 10 mgal 高くなり，島原半島北端の多比良町，および船津附近にはその周辺より約 15 mgal 大きい高重力域があつて，北西方向の海底に延び，長崎・佐賀県境竹崎港附近に達している。南半の低重力域はほゞ東西線に沿つていて，その1つは熊本県白川河口附近にみられ陸地に向かつて小さくなつている。他の1つは島原半島東岸の島原市南東沖8 km 附近を中心として，周辺より36 mgal 低くなつている。また島原半島西岸小浜町北方北野附近には，南北方向に周辺より 15 mgal 小さい低重力域がある。

調査地の西部地域は，諫早市附近を中心に，重力値は周辺より約8 mgal 小さくなり，長崎市および野母半島に向かうに従つて漸次増大し，野母半島蛟焼附近では調査地域での最大値を示している。

2.6 密度測定

測定結果の解釈に資するため，調査地域のうち大牟田市附近，島原半島，天草列島の大浦港附近において岩石を採集し，見掛け比重の測定を行なつた。その結果は第2表有明海南部地区岩石密度測定結果表として示してある。

堆積岩は 2.41～2.58 g/cm³ 平均 2.52，安山岩は 2.24～2.57 g/cm³ 平均 2.46，玄武岩は平均 2.82 の密度を示している。

2.7 測定結果に対する考察

調査地域北半の高重力域は，大別して大牟田市附近と島原半島北端の2地区に分れている。

大牟田市附近を中心とする高重力域は，有明海北部海底重力探査にも報告されているように，この地区には古生代の結晶片岩類が露出していることなどから，基盤の隆起に関連するものと思われる。また島原半島北端の高重力域はこの附近一帯に雲仙火山岩屑が覆つていて，本調査だけの結果から，地下構造の推定は困難であるが，この地区の重力分布と密度測定の結果から推して，1つには大牟田市附近にみられるような変成岩類からなる基盤が，大牟田市附近から南西方海底に延び，ふたゝび島原半島北岸附近で地表近くまで隆起している影響によるものと考えられる。

調査地域南部の白川河口附近の低重力域については，隣接地域の調査結果をまつて検討したい。

島原市附近を中心に等重力線が南南東の方向に密になり，島原市より約8 km 沖合海上に広範囲に及ぶ低重力域は，この地区の基盤が北東一南西方向に断層，あるいは南南東に急傾斜をもつて落込み，比較的密度の小さい新らしい時代の第三紀上部，および第四紀層などが広範囲に厚く堆積し，基盤が陥没して向斜構造をなしているもののようである。小浜町北方北野附近の低重力域は，この周辺に雲仙岳火山の活動によるいくつかの構造線があり，この地区に分布する第四紀の後期の安山岩類が厚く堆積し，第2表の比重測定結果表にも明らかなように，この附近に露出する安山岩類の密度は，比較的周囲より小さいことなどに起因するものと思われる。

また諫早市を中心に北西方向に延びる低重力域は，いろいろと解釈することができるが，基盤が陥入して堆積層が厚くなつているための影響によるものと思われる。

第2表　有明海南部地区岩石密度測定結果表

岩質	採集地	比重	岩質	採集地	比重
砂岩	大牟田市附近	2.52	玄武岩	国之津附近	2.78
〃	〃	2.41	〃	〃	2.85
〃	〃	2.50	安山岩	〃	2.28
〃	〃	2.41	〃	島原市附近	2.54
〃	〃	2.55	〃	〃	2.53
〃	〃	2.46	〃	〃	2.45
〃	〃	2.56	〃	〃	2.57
頁岩	〃	2.47	〃	〃	2.51
〃	〃	2.59	〃	〃	2.44
砂質凝岩	〃	2.55	〃	天草大浦港附近	2.33
結晶片岩	〃	2.61	〃	〃	2.72
安山岩	雲仙岳附近	2.51	砂岩	〃	2.39
〃	〃	2.39	〃	〃	2.44
〃	〃	2.41	頁岩	〃	2.83
〃	〃	2.51	〃	〃	2.55
〃	〃	2.38	〃	〃	2.54
〃	〃	2.42	〃	〃	2.64
〃	〃	2.36	〃	〃	2.49
〃	〃	2.24	〃	〃	2.44
〃	〃	2.49	凝灰岩	〃	2.28
〃	〃	2.52			

第3表 長崎県三ツ瀬地区重力探査測定結果表

測点番号	測定月日	水深 (m)	潮高 (m)	高度(深度) (m)	測定値 (mgal)	高度補正値 (mgal)	緯度補正値 (mgal)	地形補正値 (mgal)	全補正済値 (mgal)
300	11.6	−9.7	+0.4	−9.3	9.82	−2.07	69.69	0.07	77.5
301	11.11	−50.4	−0.1	−50.5	22.96	−11.25	75.40	0.02	87.1
302	11.8	−51.4	0	−51.4	23.19	−11.45	74.89	0.02	86.7
303	11.11	−50.1	+0.2	−49.9	22.71	−11.11	74.51	0.02	86.1
304	11.8	−48.6	+0.6	−48.0	23.03	−10.69	74.20	0.03	86.6
305	11.11	−37.7	+0.5	−37.2	20.43	−8.28	73.69	0.03	85.9
306	〃	−34.0	+0.7	−33.3	19.54	−7.42	73.45	0.03	85.6
307	〃	−42.2	+1.0	−41.2	20.02	−9.18	73.09	0.03	84.0
308	〃	−44.8	+1.4	−43.4	20.84	−9.67	72.87	0.03	84.1
309	〃	−50.4	+1.6	−48.8	21.86	−10.87	72.65	0.03	83.7
310	11.12	−57.2	+2.1	−55.1	22.85	−12.27	72.54	0.03	83.2
311	〃	−52.9	+1.9	−51.0	20.26	−11.36	72.49	0.03	81.4
312	〃	−58.6	+1.7	−56.9	21.97	−12.67	72.38	0.03	81.7
313	〃	−64.3	+1.5	−62.8	22.62	−13.99	72.11	0.03	80.8
314	〃	−63.3	+1.2	−62.1	20.53	−13.83	71.66	0.03	78.4
315	〃	−66.2	+0.7	−65.5	19.87	−14.59	71.25	0.02	76.6
316	〃	−47.5	+0.3	−47.2	33.51	−10.51	73.77	0.02	96.8
317	〃	−29.6	+0.1	−29.5	28.87	−6.57	73.48	0.02	95.8
318	〃	−43.3	−0.1	−43.4	28.24	−9.67	73.49	0.03	92.1
319	〃	−53.3	−0.3	−53.6	34.10	−11.94	73.45	0.02	95.6
320	〃	−44.9	−0.3	−45.2	25.52	−10.07	73.73	0.03	89.2
321	〃	−41.6	−0.3	−41.9	24.63	−9.33	73.52	0.03	88.8
322	〃	−40.6	+0.2	−40.4	19.89	−9.00	73.59	0.04	84.5
323	〃	−38.5	+0.4	−38.1	18.64	−8.48	73.51	0.04	83.7
324	〃	−59.6	+0.9	−58.7	26.83	−13.07	75.23	0.02	89.0
325	〃	−54.6	+1.2	−53.4	27.28	−11.89	74.47	0.02	89.9
326	11.13	−70.7	+1.7	−69.0	21.50	−15.37	71.46	0.02	77.6
327	〃	−68.3	+1.4	−66.9	23.18	−14.90	71.96	0.02	80.3
328	〃	−64.0	+1.0	−63.0	23.71	−14.03	72.29	0.03	82.0
329	〃	−58.4	+0.5	−57.9	25.21	−12.89	72.69	0.03	85.0
330	〃	−46.4	+0.3	−46.1	24.11	−10.27	73.06	0.03	86.9

長崎市周辺の等重力線が密になつていることは，この附近の基盤が，この線に沿つて東西方向に北落ちの断層あるいは急傾斜の地下構造を形成しているもののようである。また野母半島地区の高重力域は，この地区一帯の基盤となる閃緑岩・結晶片岩など密度の大きな変成岩類によるものと思われる。

3. 長崎県三ツ瀬地区海底重力探査

3.1 位置および交通

調査地は野母半島西方の長崎県高島町三ツ瀬附近の海域であり，南から南三ツ瀬，北三ツ瀬などあつて，調査地の附近には端島，中の島，二子島，高島などがある。調査面積は約 10 km² である。

本地区との交通は長崎港から高島一端島港間の野母汽船株式会社の定期船を利用するほか，三菱鉱業株式会社の船便がある。

3.2 地質および調査目的

南三ツ瀬・北三ツ瀬附近の海底には，結晶片岩を主体とする変成岩類が分布し，海底地質構造線が通つている。本地域の海底ドレッジやアクアラングを用いた調査結果によれば，三ツ瀬東方には南北方向に東落ちの断層（三ツ瀬断層）が判明している。また三ツ瀬断層の東方には東西方向に北落ちの2つの断層が予想されている。

本調査は当地域における海底地質調査の結果明らかに

第2図 位置図

されている，三ツ瀬附近に露出する古生代の結晶片岩類と，第三紀の凝灰岩質頁岩，砂岩および二子，端島夾炭層などを境とする海底断層が，どのように重力異常を示すか，また潮流，波浪の激しい外海において海底重力探査が技術的に可能であるかどうか，試験的に計画されたものである。

3.3 調査方法

調査に用いた機械は有明海南部重力探査に使用したUW-2R型海底重力計であり，観測船には三菱鉱業株式会社所有の朝顔丸を借用した。観測船朝顔丸の機能は次の通りである。

乗組員	柴本船長以下12名
総トン数	約 298 トン
機関	三連成ピストン汽機1台
長さ	36.00 m
幅	7.20 m
吃水	2.95 m
速力	約8ノット
馬力	220 馬力

測定地域は前述の地質および調査目的の項に述べたように，すでに海底ドレッジやアクアラングなどにより，海底地質の判明している地域を選び，調査地の南北方向に約6 km の2測線と，これを横切る東西約3 km の1測線の合計3測線を設定した。測点の間隔は約 250 m と 500 m の2通りとした。各測点の位置は船上方向六分儀により求めた。

3.4 調査結果

3.4.1 測定結果

本調査地域の測点数は31点であり，調査面積は約 10 km² である。このほか本調査の重力値と有明海南部海底重力探査の重力値を結ぶ海上基準点を，高島港防波堤北側

第3図 長崎県三ツ瀬地区重力探査等重力線図（全補正済）

に設定し（測点番号300），有明海南部重力探査の測点番号201（熊本県大矢野島羽千島附近）および測点番号32（長崎港附近）と結んだ。各測点の観測値から，器械のドリフトおよび天体の影響などを除去した測定値ならびに高度・緯度・地形の各補正値，全補正済値を長崎県三ツ瀬地区測定結果表として第3表に示した。

また第3図に全補正済値から得た重力値を，1 mgal の等重力線で示した。

補正の方法は有明海南部海底重力探査と同一であるため，ここには省略する。なお長崎港において本調査の測定値と有明海南部海底重力探査の場合，陸上および海上用の2つの方法で測定を行なつたときの閉塞誤差は 0.8 mgal であつた。

3.4.2 等重力線図

第3図の等重力線図にみられるように，当地域の重力分布は南三ツ瀬，北三ツ瀬附近の結晶片岩類が露出している海域では，重力値は大きく三ツ瀬断層を境に，東方に向かつて次第に減少している。また等重力線は三ツ瀬断層附近が断層線に平行して最も密であり，その他2つの断層附近から，漸次重力値は小さくなり，等重力線の間隔を増し，南北方向から東西方向に移動している。

3.5 比重測定

本地域附近において採集した岩石の見掛け比重を測定した結果を，第4表に長崎県三ツ瀬地区岩石密度測定結果表として示した。この附近の堆積岩類は 2.09～3.02，平均 2.38 の密度を示し，変成岩類は 2.59～3.00 の密度

第4表 長崎県三ツ瀬地区岩石密度測定結果表

岩 質	採集地	比重	岩 質	採集地	比重
凝灰質頁岩	三ツ瀬附近	2.46	砂 岩	三ツ瀬附近	2.10
〃	〃	2.54	〃	〃	2.22
凝灰質砂岩	〃	3.02	〃	〃	2.18
凝 灰 岩	〃	2.48	石 炭	〃	1.66
〃	〃	2.33	結晶片岩	野母半島	2.59
安山岩質岩	〃	2.09	閃 緑 岩	〃	3.00

を示している。

3.6 測定結果に対する考察

本地区の等重力線が，三ツ瀬附近ではほゞ南北方向を示し，東に向かつて小さくなりつつその方向が次第に東西方向に変わつているのは，ほゞ南北方向を示す三ツ瀬断層と，東西方向の他の2つの断層による影響が重複されたものと考えられる。

なお三ツ瀬附近の重力断面と一致する模式構造を考えると，落差 1,000 m, 密度差 0.4 の場合には，水平面との角が 60° 強の断層とほゞ一致する。

4. 結 論

4.1 有明海南部地区

本調査によつて有明海南部海域一帯における重力分布の概要を明らかにすることができた。その結果重力分布はかなり変動していて，調査地域の北半に2つの高重力域があり，南半には4つの低重力域のあることなどが明らかとなつた。

重力異常の分布から，岩石密度と地質学的地下構造を仮定して，いくつかの模式的構造を推定することはできるが，本調査の結果のみでは，実際の地下構造と一致させることはなかなか困難である。今後本調査の結果を基にして，当地域の地質構造をさらに明らかにするために，以上述べた2つの高低重力異常地区，とくに島原半島北端附近において地震探鉱，試錐などを行なうことが望ましい。また本調査地の南部隣接海域ならびに熊本平野附近の陸上の重力探査を行なう必要があると考える。

4.2 長崎県三ツ瀬地区

外海において海底重力探査を行なう場合には船の波浪，潮流等に対する安定性および危険防止，作業能率の向上等から考えて，少なくとも 100 トン以上の船舶を観測船として使用することが望ましい。

三ツ瀬断層等のかなりの落差および密度差を有する地下構造は，海底重力探査によつて，その概要を明らかにすることができるものと考えられる。

(昭和33年9月～11月調査)

概　報

553.621：550.85(522.2)

長崎県千々石珪石鉱床概査報告

藤　井　紀　之*

On the Chijiwa Silica-stone Deposits, Nagasaki Prefecture

by
Noriyuki Fujii

Abstract

The Chijiwa silica-stone deposits are situated at Koba in Chijiwa-machi, Nagasaki prefecture. The geology of this area consists of hornblende-andesite and persemic dacite.

The silica-stone deposits are hydrothermal alteration products in the hornblende-andesite area, and mainly composed of opal. Clay zones consisting of opal, alunite and kaoline minerals, are formed around the ore deposits.

要　旨

昭和32年9月，長崎県南高来郡千々石町地内の珪石鉱床について概査を行なつた。

附近の地質は角閃石安山岩および過晶質石英安山岩からなり，鉱床は角閃石安山岩が熱水変質作用を受けて生成されたものである。

鉱石はほとんど微細な蛋白石の集合からなつており，鉱床の周辺には蛋白石のほかに明礬石およびカオリンを含む粘土帯を伴なつている。

鉱石の品位は部分的に良質のものもあるが良質部の賦存範囲が比較的狭ぐ，かつカオリン・明礬石などと混在している部分も少なくないので，均質な珪石の鉱量はあまり多くを期待することができない。

1. 緒　言

今回，長崎県千々石町地内の珪石鉱床について概査を行なつたのでその概要を報告する。

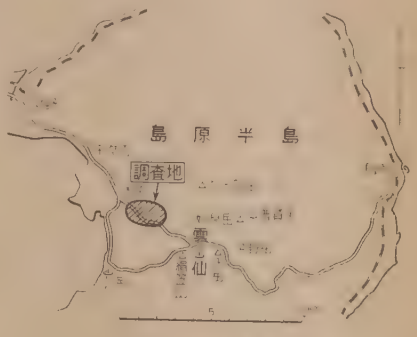
調査にあたつては5万分の1地形図を1万分の1に拡大したものを使用した。

なお熱分析その他について，種々の便宜と多くの助言をいたゞいた九州大学工学部採鉱学教室の田中信也・牟田邦彦の両氏に厚く謝意を表する。

2. 調査区域

2.1 位置および交通

鉱床は長崎県南高来郡千々石町大字木場字岳にあり，木場部落の南東約 2.5 km の地点にあたる。諫早から木場まではバスの便があり，鉱床の位置と谷を挟んで南側に雲仙に登る国道があるので，鉱石の搬送は比較的便利である。



第1図　位置図

2.2 鉱業権

当地区にある鉱業権は次の通りである。

鉱区番号：長崎県採登　1103号
鉱　　種：珪　石
鉱業権者：大岩完蔵
鉱区番号：長崎県採登　1106号
鉱　　種：珪　石
鉱業権者：吉田種由

2.3 沿　革

本鉱床の開発の歴史はあまり古くなく，約40年前に地元の人友永某，本田某の各氏の手により火鉢などの原料として採掘されたことがあるという。その後川南工業K.K. が開発にかゝり，索道などの設備をしたがまもな

* 福岡鉱山事務所

第2図 千々石町・木場附近地質図

く中止したまま現在に至つている。

3. 地　質

調査地域の地質は角閃石安山岩・石英安山岩などの火山岩類，および崖錐・段丘堆積物などの洪積層からなつている（第2図参照）。

本間不二男によればこれらの火山岩類はいずれも雲仙火山活動の一時期を示す九千部熔岩に属している。

角閃石安山岩と石英安山岩の分布は，千々石川によつてほゞ境されており，こゝに E-W 性の断層が推定される。また両岩の噴出時期の前後関係は今回の調査では明らかになしえなかつた。

3.1 角閃石安山岩

角閃石安山岩は千々石川の北側に分布し，一部には過晶質で砕屑岩様を呈するものもある。新鮮なものは黝灰色を呈し，角閃石の斑晶が顕著である。

鏡下の観察によれば黒雲母含有両輝石角閃石安山岩であつて，斑晶は角閃石・斜長石・斜方輝石，および普通輝石が比較的多く，少量の黒雲母が認められる。石基はほとんど斜長石の微晶とガラスとからなり，ドレライト組織を有し火山砕屑物を含んでいる。副成分鉱物としては磁鉄鉱が認められる。

3.2 石英安山岩

石英安山岩は千々石川の南岸一帯に分布する。一般に脆く，過晶質で石英および斜長石の斑晶（3 mm±）が多く，新鮮なものは暗灰色を呈する。

顕微鏡で観察すると角閃石両輝石石英安山岩に属する。斑晶の大部分は半自形ないし他形の斜長石でモザイク状に集合し，ときにこのなかに角閃石を伴ない，磁鉄鉱を生じている。また斑晶石英はいずれも融食形をなしている。石基は大半がガラスからなり，斜長石・普通輝石・斜方輝石・磁鉄鉱などが認められる。

3.3 洪積層

千々石川周辺の緩傾斜地および急崖の下に段丘堆積物・崖錐などが分布する。礫・砂・安山岩類の岩屑などからなつている。

4. 鉱　床

4.1 変質帯

珪石鉱床は安山岩の変質帯に伴なうものであるが，変質帯は当地域内では，(1) 三代佐谷附近，(2) その南西方の一帯および，(3) 大平附近の3カ所に認められる。

(1) は三代佐谷を挟む低い丘陵地にあり，この変質帯のなかの蛋白石に富む部分が珪石鉱床を形成している。これについては後に詳述する。

(2) の変質帯は三代佐谷の南西方，千々石川南岸一帯にあり，赤褐色ないし紫褐色の軽度の蛋白石化作用を受けた変質安山岩がみられるのみである。

(3) は大平附近から赤溜へ通ずる道路を中心として分布し，淡緑ないし灰白色のカオリン質粘土が形成されている。この粘土は主としてカオリン鉱物（加水ハロイサイト）からなり，鏡下の観察では蛋白石・明礬石なども

認められる。

これら変質帯の規模はいずれも 400 m 平方以内であり，上述の三代佐谷の変質帯を除いては変質の程度が低い。

4.2 鉱床の規模および性状

珪石鉱床は前述のように安山岩変質帯中の蛋白石帯であつて，三代佐谷東側の丘陵地に賦存している。第3図に示した通り鉱床の分布範囲はほゞ 200 m 平方程度の地域に限られており，下部および周辺に厚さ 10 m 内外の明礬石・カオリン帯を伴なつている。

往時の採掘跡として，川南第1および第2友永，本田など小規模の採掘場があるが，既採掘量はいずれも微々たるものにすぎない。各採掘跡の規模は次の通りである。

採掘場名	採掘幅 (m) (最大)	奥行 (m) (最大)	高さ (m) (最大)	表土の厚さ (平均)	備考
川南第1	20	10	6	1	採掘面の東半分はほとんど明礬石カオリン帯
〃第2	10	20	6	1	下部はカオリン帯で褐鉄鉱多く採掘価値なし
友永	8	15	7	2	鉱床の厚さ 5 m<
本田	5	15	3	0.5	〃 2 m<

本鉱床は各採掘場の切羽が小さく，また採掘跡も多くは砕・崩土に埋もれているため，正確に性状を捉えることはできなかつたが，鉱床の東側および南側の下部ではおゝむね

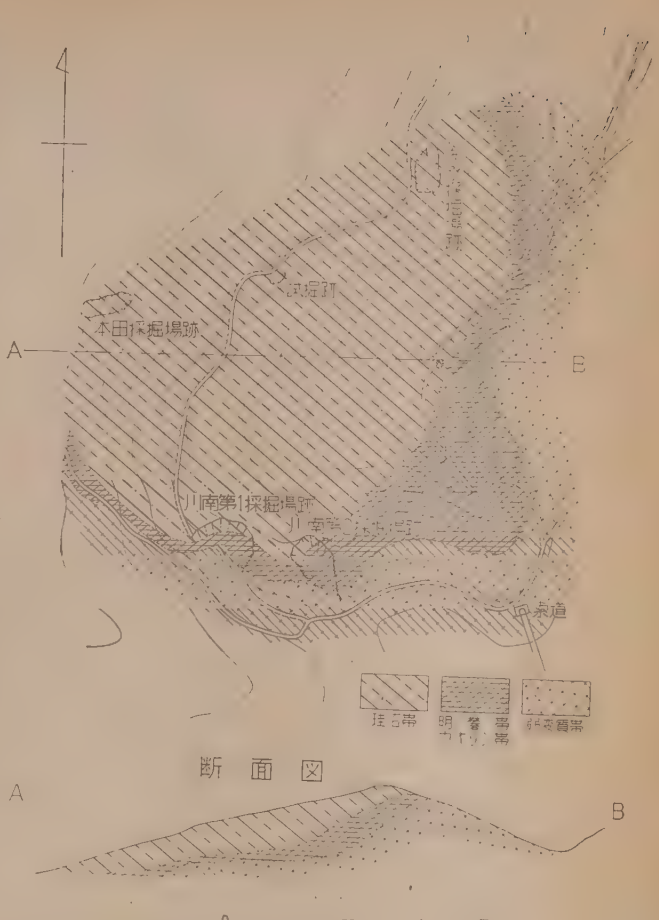
上↑ 蛋白石帯(珪石帯)
　　明礬石・カオリン帯
下↓ 弱変質安山岩

の累帯配列が認められる。

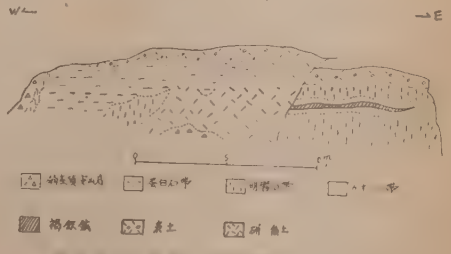
蛋白石帯は地表に近く拡がり，一般に淡いクリーム色ないし灰色を呈し，粘土に乏しく周辺部では白色の変質母岩に移化することもある。確認された厚さは最大 5 m であつた。

明礬石・カオリン帯は蛋白石帯の下部および周辺に賦存しており，厚さは数 10 cm から 10 数 m に達するしかしたかも蛋白石帯との間はおゝむね漸移関係にあるように思われる。その例として次に川南第1採掘場跡のスケッチを掲げる(第4図)。

第4図の西端にある弱変質安山岩は帯紫褐色を呈し，灰褐色の明礬石帯を経て，漸次蛋白石帯へと移化する。また中央下部の崩土に多く混われている安山岩には，昇



第3図　千々石珪石鉱床概念図



第4図　川南第1採掘場スケッチ

華硫黄が少量ながら付着している。次に切羽面の東部には淡緑，淡褐または灰褐色の明礬石質粘土のなかで，ほぼ水平に層状を呈して白色のカオリン質粘土が挟まれており，このなかに褐鉄鉱が層状に生成されている。

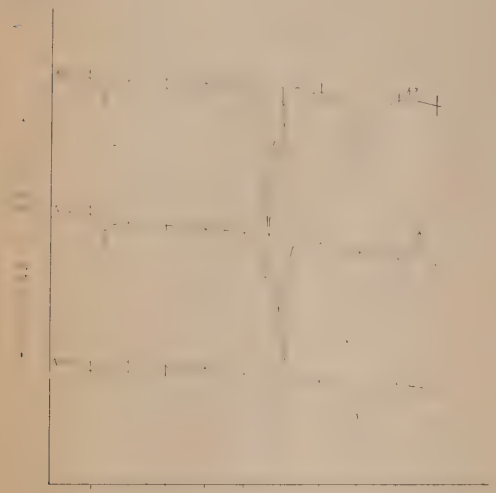
このような状況からみて，各変質帯の分布と局部的な各帯との関係は比較的に規則なものと推定される。

4.3 鉱石ならびに鉱量

珪石は鏡下の観察ではほとんど灰褐色で，不規則な形状をなす等方性の蛋白石からなり，少量の石英を伴なつている。試みに示差熱分析を行なつてみたが，顕著なピークはほとんど現われなかつた。

明礬石質粘土およびカオリン質粘土にも，蛋白石をかなり多く含んでおり，鏡下では明礬石・石英・粘土鉱物が認められる。

また第4図に示したカオリン質粘土およびその上下の明礬石質粘土について，示差熱分析を行なつて第5図の結果を得た。



第 5 図 千々石珪石鉱床・明礬石・カオリン帯示差熱分析曲線図

No. 1： 淡緑～淡褐色粘土
No. 2： 灰白色粘土（褐鉄鉱を挟む）
No. 3： 灰褐色粘土（蛋白石を含む）
a： 明礬石のピーク
h： 加水ハロイサイトのピーク

これをみると No. 1 および No. 2 の試料では加水ハロイサイトと明礬石のピークが現われているが，両者の特徴的なピークの高低は，No. 1 と No. 2 では逆になつており，さらに No. 3 の試料では明礬石のピークが現われているのみであつて，各成分鉱物の占める比率が局部的にかなり変化することを示している。

以上のような鉱石の性質，および前述の産状から考えて，本鉱床は宇久須・別府白土などの諸鉱床と類似した成因によるもので，安山岩が酸性の上昇熱水液の作用を受けて変質生成されたものと考えられる。

鉱業権者から提供された鉱石の化学分析の結果によると，良質なものは SiO_2 90％前後の珪酸含有量があり，ガラス原料・セメント用軟珪石として利用しえよう。

鉱量は一応平均の深さを約5m と想定して，約20万 t が推定されるが，鉱床の分布状態からみると多くを期待しえないであろう。

5. 開発に関する意見

上述のように本鉱床は部分的にはかなり良質の珪石を産するが，現状では品質にかなりの不均一性が認められる。稼行にさいしては鉱床の拡がりと良質部の賦存状態を明らかにする意味で，北方延長，とくに三代佐谷周辺の探鉱を行なう必要がある。

6. 結 言

以上述べたところを要約すれば次の通りである。

（1） 附近の地質は，主して角閃石安山岩および過晶質石英安山岩からなつている。

（2） 珪石鉱床は角閃石安山岩が熱水変質を受けて生成されたもので，ほとんど蛋白石からなり，周辺に明礬石・カオリン帯を伴なつている。変質帯は蛋白石帯―明礬石・カオリン帯―弱変質安山岩の累帯配列がおゝむね認められる。

（3） 本鉱床は部分的には良質な珪石を産するが，現在のところあまり多く鉱量は見込みえないので，さらに周辺地区の探鉱を行なう必要がある。

（昭和32年9月調査）

文 献

1) 岩生周一：日本の明礬石鉱床調査報告，地質調査所報告，No. 130, 1949
2) 木下亀城・牟田邦彦：別府白土鉱山に見られる母岩の変質，鉱山地質，Vol. 3, No. 7, 1953
3) 向山 広：蔵王鉱山における硫黄鉱化作用と母岩の変質について，鉱山地質，Vol. 4, No. 14, 1954
4) 向山 広：火山性硫黄鉱床の深さの問題について，鉱山地質，Vol. 8, No. 2, 1958.
5) Ogawa, T. & Honma F.: Unzen Volcanoes, Guidebook of Excursion of Pan-Pacific Sci. Congr., 1926

資　料

553：536

鉱物の共生関係解析の熱力学的基礎*

D. S. Korzhinskii
小　西　善　治訳

1. 熱力学の基礎的概念

熱力学系の下では，それ自体の間で相互作用が働くとともに；それぞれの特性によつて，周辺媒質から一義的に，かつ，すつかり分けられる質料物体の集まりが含まれる。こゝでは，単純な系，すなわちその物質系の状態が熱力学的・力学的・化学的過程で決定されるものを考慮に入れる。しかし帯電現象，帯磁面等は，重力と同様に本質な意義をもつていない。さらに，熱の流れおよび外殻物質に対し非浸透性流体――系の容積変化を許容しない――と，周辺媒質とがあたかも分離されているような状態を示す単離系――Isolating system が分けられる。また周辺媒質と物質との交換が行なわれないが，容積変化と周辺物質との熱交換とが可能な閉系，および，一定の条件がまもられる場合には，周辺媒質との物質交換が可能な開系とがある。

分割面が存在し，原則的には機械的（力学的）方法によつて相互に分離されるような系の同質部分は，系の相と呼ばれる。各種の鉱物類マグマ，ガスまたは孔隙溶液は，鉱物系の相を表象する。各相は，系の性質の相互的結び付き，すなわち状態の特殊の均衡を特徴付けている。単相は均質，多相は不均質と名付けられる。

系の状態が記載できるような大きさ（値）は，パラメータと名付けられる。その大きさが，系または相のダイメションによつて変るようなパラメータは，外延的（extensive）と呼ばれる。すなわちこの種パラメータは系または相の質量増大によつて比例的に増大するものであつて，質量，体積，エントロピー，エンタルピーがあげられる。その反対に，表面現象が無視されるならば，系のダイメションに左右されないパラメータは，内包的（intensive）と呼ばれる。この種パラメータには，温度，圧力，濃度等が含まれる。

エントロピー S とは状態変化で求められた熱量の総和を呼ぶ。たゞし求められた熱量は，与えられた熱部分の獲得または発散時における与えられた物体 T の絶対温度で割つて求められた熱量を意味するものとする。

$$\Delta S=\sum\frac{Q}{T}.$$

熱力学的第一法則によれば，内部エネルギー U と呼ばれる系の状態の1価函数が存在する（その大きさは，単離系では一定である）。系の一般的遍増運動に伴う運動エネルギーは，内部エネルギーには含まれない。したがつて熱力学では原則として取り扱われない。単純閉系では，内部エネルギーの増分は，系によつて吸収された熱量と，系に働く外力が遂行した仕事量 W との総和に等しい。

$$dU=Q+W=TdS-pdV, \qquad (1)$$

こゝで $W=-pdV$—系の基仕事量；p—圧力；V—系の体積

エネルギーは，独立成分 $ma,\cdots\cdots,mk$, の質量，または系の独立成分 $na,\cdots\cdots,nk$ の分子量にも左右される。このような現象は，開系における内部エネルギーの全微分方程式が次のようになるからである。

---

* Д. С. Коржинский: Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов, Глава I, Термодинамические основы анализа парагенезисов минералов, p. 7, Издательство академнн наук СССР, 1957

$$dU = TdS - pdV + \mu_a dn_a + \cdots\cdots + \mu_k dn_k. \qquad (2)$$

そのうえ全微分方程式の特性によれば,

$$T = \frac{\partial U}{\partial S}; \quad p = -\frac{\partial U}{\partial V}; \quad \mu_a = \frac{\partial U}{\partial n_a}; \cdots\cdots; \quad \mu_k = \frac{\partial U}{\partial n_k}. \qquad (3)$$

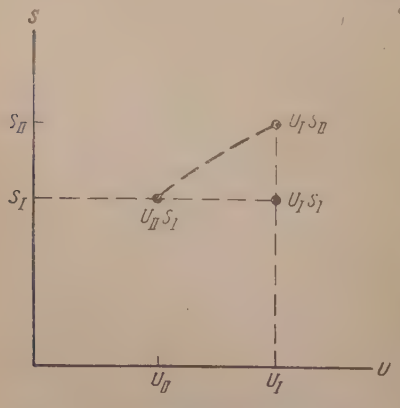
最後の方程式によれば, $\mu_a, \cdots, \mu_k$ 成分の化学的ポテンシャルは, partial energy すなわち成分の単位分子量に適応する系の内エネルギー部分として求められる. 独立成分とは, その量が, 相互に独立に変わるものとみなされるような系の化学的組成部分を意味する. 成分概念については, 相律と結び付けて以下でとりあげる.

2. 平衡の一般的条件

熱力学第二法則によれば, 天然の作用過程は方向性をもつている. 化学的または機械的エネルギーの熱への転換, または一層高温体から一層低温物体への熱の移動のような過程は, 自発的に完成される. すなわち自然に出現する. 対立過程——この種過程の唯一の結果は, 仕事または化学的エネルギーへの熱の完全転換または一層低温物体から高温物体への熱の拡散, 移動である——は, 天然では完成されない. すなわちこの種の過程は, 天然に対立するもの(非自然的)である. 系中で, 系に対して可能なあらゆる自然過程が流れる場合には, この種系内ではいかなる自発的過程も不可能である. このような系の状態は平衡となる. 限界事象としての平衡系では, 系は中性平衡状態にあるから, 逆の過程のみが可能である. 逆過程は, 自然過程と反自然過程との中間位置を占める. この種過程は, 自発的に進行しないが, 外的条件の無限小の変化によつて, 無限にかかる緩慢に, 直線方向または反対方向に進み, 最終産物(end result)を生じる. 逆過程の例としては等温物体間の熱交換過程, または等圧下の体積変化があげられるであろう.

単離系では, 全自然過程は, エントロピーの増大を伴う. 事実上, 熱エネルギーへの機械的または化学的エネルギーの全転移が起るから, 求められた熱量の総和としてのエントロピーの増大は, 明らかである. 一層絶対温度の高い物体 T_I から, 一層低温物体 T_{II} へ与えられた熱量Qが伝達する場合には, エントロピーの全般的変化 ΔS は正となる ($\Delta S = \frac{Q}{T_{II}} - \frac{Q}{T_I} > 0$). すなわちこの場合には, 一層低温物体のエントロピーの増加は, 熱を発散する一層高温物体のエントロピーの低下より大きくなるからである。したがつて全自然過程は, 単離系のエントロピーの増大を誘導するから, 平衡条件下では, 単離系は, 系の与えられた内部エネルギーの下で可能な極大エントロピーを達成する。

Gibbs が述べているように, 平衡の基準としてのこの種の極大性条件は, エントロピーの与えられた大きさの下での, エネルギーの同意義の極小条件で置き換えられるであろう。この場合には, 系の体積と成分の質量とは一定と考えられる。すなわち, $S_{U,V}$=max は $U_{S,V}$=min と同意義をもち, 各この条件は, 平衡状態達成の判断基準となる。こゝで次のことを考えに入れておくべきである。すなわち $U_{S,V}$=min の基準は, 容積およびエントロピーの一定の条件下で, エネルギーの変化が可能な, 非分離状態の閉等容, 等エントロピー系を考慮に入れている. 2判断基準の等意義性とは, 平衡状態の閉等容系が, 与えられた内エネルギーの下で, 可能な全非平衡状態と比較して最大のエントロピーばかりでなく, 同時に同一エントロピーを示す平衡状態と比較して最小エネルギーをもつていることを意味するものである。事実上, 単



第 1 図 Gibbs 理論の証明を図表で表わしたもの
U^S=min, S^U=max とする

離系での自然過程は，エントロピーの増大を伴う。しかし等エントロピー系では，自然過程は，外界への熱の放出を同時的に伴うはずである。すなわち系のエントロピーが一定に保たれるためには，系のエネルギーとしては，熱が放出されるので，同時に低下するはずである。したがつて等容積変化・等エントロピー系における自然過程は，内エネルギーの低下を伴い，平衡は，与えられたエントロピーに対応する最小エネルギーの下で達成されるであろう。Gibbs が行なつたこの理論の論証を，ダイヤグラムで補足的に明らかにしよう（第1図参照）。系が U_{I} エネルギーとエントロピー S_{I} で平衡状態に達成するものとする（第1図 $U_{\mathrm{I}}S_{\mathrm{I}}$ 点）。次に等容，等エントロピーの下では，この系に対して最小エネルギーの状態（第1図 $U_{\mathrm{II}}S_{\mathrm{I}}$）が可能であると仮定する。いまエネルギーが以前の U_{I} 水準まであげるために，熱がこのような系 $U_{\mathrm{II}}S_{\mathrm{I}}$ で伝達されたとするならば，エントロピーは，$S_{\mathrm{II}}>S_{\mathrm{I}}$ のある水準まで同時的に，当然あがるはずである。すなわち $U_{\mathrm{II}}<U_{\mathrm{I}}$ の $U_{\mathrm{II}}S_{\mathrm{I}}$（第1図）の状態が可能であるならば，$S_{\mathrm{II}}>S_{\mathrm{I}}$ の $U_{\mathrm{I}}S_{\mathrm{II}}$ 状態が当然可能となる。しかし平衡状態では，$S_{U,V}=\max$ であるから，$S_{\mathrm{II}}>S_{\mathrm{I}}$ をもつ $U_{\mathrm{I}}S_{\mathrm{II}}$ の状態は不可能となる。したがつて $U_{\mathrm{II}}<U_{\mathrm{I}}$ をもつ $U_{\mathrm{II}}S_{\mathrm{I}}$ 状態は不可能である。この種系の平衡状態では，$U_{S,V}=\min$ となるからである。

等容，等エントロピー系の平衡状態を検討してみよう。この種系は，各部分領域内では温度，圧力および成分の化学的ポテンシャルが1点から1点まで同一と考えられるような部分に区分される。この場合部分数 r は，無限大となるであろう。各部分の内エネルギー dU の全微分方程式は（2）の方程式を用い，この種部分のパラメータによつて表わされるであろう。しかし全系の総内エネルギー U^0 の全微分方程式は，全 r 部分数のエネルギー値を微分して総計すると求められる。

$$dU^0=\sum_r TdS-\sum_r pdV+\sum_r \mu_a dn_a+\cdots\cdots+\sum_r \mu_k dn_k. \qquad (4)$$

等容，等エントロピー系の規定により，

$$\sum_r dS=0\,;\quad \sum_r dV=0\,;\quad \sum_r dn_a=0\,;\cdots\cdots\,;\quad \sum_r dn_k=0,$$

すなわち総エントロピー，系の体積およびそのうちの質量（分子量）は不変である。したがつて均衡条件は次のようになる。

$$U^0{}_{S,V},\ n_i=\min,\qquad dU^0=0$$

これは，系の状態の可能な変化に対してあてはまるたゞし系が方程式の系に依存する場合にのみ成立する。

$$\left.\begin{aligned} T'&=T''=\cdots\cdots=T^r\\ p'&=p''=\cdots\cdots=p^r\\ \mu_a{}'&=\mu_a{}^2=\cdots\cdots=\mu_a{}^r\\ \mu_k{}'&=\mu_k{}^2=\cdots\cdots=\mu_k{}^r, \end{aligned}\right\} \qquad (5)$$

すなわち対応内包パロメータ（Intensive parameter）が，系の全部分に等しい場合に可能である。事実上，系の2部分における化学的ポテンシャル μ_i，成分 i が，例えば $\mu_i{}^1>\mu_i{}^2$ のように異なることが考えられる。このような場合には，dn_i 量の i 成分が第1部分から第2部分へ移動し，系の総内エネルギーは $dU^0=(\mu_i{}^2-\mu_i{}^1)\,dn_i<0$ の大きさに変わるであろう。すなわち総内エネルギーが低下するであろう。系の極小エネルギー（$S^0=\sum_r S;\ V^0=\sum_r V;\ n_i{}^0=\sum_r n_i$ 一定の場合）は，(5) 条件が満足される場合にのみ達成される。すなわちこの場合には，系の各部分のエントロピー，体積，組成の無限小の変化は，系の総内エネルギーの低下を誘導しないからである。

それとともに，(5) 等式は，平衡の必要条件であるばかりでなく，平衡の充分条件である。すなわち (4) 方程式が満足されるならば，(2′) 方程式へ移行するからである

$$dU^0=TdS^0-pdV^0+\mu_a dn_a{}^0+\cdots\cdots\cdots+\mu_k dn_k{}^0, \qquad (2')$$

S^0，V^0，$n_a{}^0\cdots,n_k{}^0$ が定数で与えられている場合には，$dU^0=0$ となることは明らかである。

5. 平衡条件は，ここでは等容，等エントロピー系に対して導入されているが，Gibbs がここに指摘している任意の他の単純系種々―開系を含む―にも，あてはまるであろう．このことは，任意の開系では平衡が成立するならば，したがって系内の全過程の進行が停止するならば，このような系の任意の部分を単離しても，系の状態変化が起らないことは明らかである。したがつて開系が平衡状態の場合には，単離系と等しい条件 (5) が遵守されるはずである。

したがつて任意の単純系における平衡の必要，かつ充分条件は，対応内包パラメーター―系の全部における温度，圧力，成分の化学的ポテンシャル―が等しいことである。

平衡は，(5) 条件が遵守されるばかりでなく，成分の化学的ポテンシャルが一層低い値をもつか，あるいは一層高圧の新しい相の形成が原則として排除されるとともに，他の成分を媒介とする一成分の形成の遅延過程のような，困難な過程の可能性が排除される場合に，完全な状態となる。このような諸過程が排除されないか，系の全部分の対応内包パラメータの平衡条件 (5) が遵守されるならば，その状態は，準安定と呼ばれる。ある場合には，準安定状態系は，比較的きわめて近似の状態の極小小エネルギーをもつているから，一層安定状態への系の自動的移行は不可能である．例えばありふれ石・ダイヤモンド・自鉄鉱・繊維亜鉛鉱のような鉱物類は，地殻の条件では，方解石・石墨・赤鉄鉱および閃亜鉛鉱の準安定状態をそれぞれ代表するものである。しかしこの種鉱物類は，幾百万年の変化のあとが認められないで保存されているが，その周辺岩石類には変成過程が観察される．他の場合には準安定系は，一層安定な新しい相の萌芽の自動形成が可能である．このような萌芽が出現すると準安定状態は，平衡条件 (5) が乱される限りにおいて不安定となる。

3. 独立パラメータ数と Gibbs の相律

均質系の内エネルギーの全微分方程式は，すでに述べたように次のようである。

$$dU = TdS - pdV + \mu_a dn_a + \cdots\cdots + \mu_k dn_k, \qquad (2)$$

$$T = \frac{\partial U}{\partial S};\quad p = -\frac{\partial U}{\partial V};\quad \mu_a = \frac{\partial U}{\partial n_a};\ \cdots\cdots;\ \mu_k = \frac{\partial U}{\partial n_k}. \qquad (3)$$

(2) 微分方程式は，内包パラメータ T, p, μ_i が一定であるならば容易に解ける。例えば，相の全成分のエントロピー，容積，質量，相の質量の2倍まで比例的に増大するものとする。このような倍化過程では，T, p, μ_i は明らかに一定であるから，新たに形成された相に対しては，(2) を積分して，次式が求められる。

$$U = TS - pV + \mu_a n_a + \cdots\cdots + \mu_k n_k. \qquad (6)$$

(6) 方程式には $2k+5$ (ここで k は独立成分を表わす) が入る。このパラメータは，(6) 方程式ばかりでなく，(3) 方程式にもそれ自体結び付く。しかし方程式 $k+3$ はすべての方程式と結合する．一相系の独立パラメータは，$(2k+5)$ パラメータの総数から $(k+3)$ 方程式の数値を減じたものに等しいから $(2k+5)-(k+3)=k+2$ となつて，2成分数多くなる。

相の状態を決定するパラメータ中で，少なくとも1パラメータは，外延パラメータである (例えば相の総質量)。数学的には，次のように示される。すなわち (6) 方程式を微分し，それから (2) 方程式を減じると Gibbs-Duhem の方程式が求められる。

$$SdT - Vdp + n_a d\mu_a + \cdots\cdots + n_k d\mu_k = 0,$$

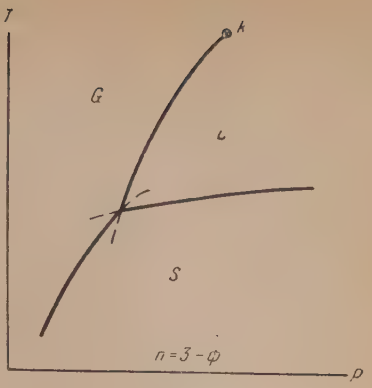
各具体的な相に対しては，この方程式は内包パラメータ $k+2$ の変化と結び付いている．すなわち各相の内包パラメータ $k+1$ だけが独立に変わる．相の独立パラメータの総数は $k+2$ に等しいから，そのうちのパラメータの1つが外延パラメータであることが明らかである。

平衡系では，相の任意の他のパラメータ，例えば，成分の活性度，熱容量，その密度等は，それぞれ (6) 方程式に含まれる主パラメータによつて決定される．したがつて相の独立パラメータ数の制限は，パラメータの任意の組合せの選択にあるようである．パラメータの組み合せは，例えば成分の質量および分子量のような一層単純な従属パラメータと結び付いていないとする．理論的にいえば，例えば相の温度および圧力は，2種の他の物理的性質を測定して決

定される。

それ自体の間では相互作用が働かない ϕ 相の系では独立パラメータ $\phi(k+2)$ をもつている。しかし平衡系では，相の諸パラメータは，(5) 方程式の系自体と結び付くはずである〔$(k+2)\times(\phi-1)$〕。すなわち平衡系では，独立パラメータ数は次のようになる。$\phi(k+2)-(\phi-1)(k+2)=k+2$。したがつて単純な平衡系では，独立パラメータ——内包パラメータ (*fin*) と外延パラメータ (*fex*)——の総数は，成分数+2 (相数に左右されない) に等しくなる。

$$fin+fex=k+2. \qquad (7)$$



第 2 図　1 成分系の温度—圧力の相図表

これから直接次のことが考えられる。すなわち閉平衡系——各成分の質量が一定——では，独立に変わりうるものは，2 パラメータだけである。このような状態は，"*Defay* 理論" として知られている。

系を決定するためには，相の各質量を決定することが必要である。すなわち独立パラメータ中には，少なくとも，外延パラメータ $fex\gg\phi$ が入るはずである。すなわち (7) 方程式により次のようになる。$fin=k+2-fex\ll k+2-\phi$，したがつて系の内包パラメータの極大数——"自由度数" と呼ばれる——は，次式で表わされる。$n=k+2-\phi$，後者の式は，Gibbs の相律を表わすものである。

相律の応用例として，1 成分系を検討しよう。こゝでは，独立パラメータ $k+2$ の総数は 3 となり，そのうちの 1 つは，当然外延的パラメータ，例えば，単一成分の質量となるはずである。しかし独立内包成分数は 2 以上にならない。系状態を図表で表わすと，第 2 図のようになる。圧力を p，温度を T で表わす。相律によつて，1 成分系は $n=k+2-\phi$ となる。$n=3-1=2$ の 1 相のみが存在する場合には 2 内包パラメータ，例えば温度と圧力は，独立に変わる (2 変系)。すなわち単相状態は，図表のある領域，例えば固体領域 S，液体状態の領域 L，および気体領域 G (第 2 図参照) に対応している。2 相 $n=3-2=1$ が存在する場合には，2 相状態は，自由度 1 である (1 変系)。1 内包パラメータ中の 1 パラメータの変化は独立に変わるものとみなされるが，他のすべての内包パラメータ (2 相の存在する間) は，1 独立パラメータに明白に依存して変わる。第 2 図では，相領域間の境界面を表わす曲線で示されてある。$n=3-\phi=0$ の 3 相が存在する場合にはいずれの内包パラメータも，独立に変わらない (不変系)。このような系の状態を決定するためには，3 外延パラメータ，例えば 3 相の質量，またはエントロピー，系の体積または質量が与えられていなければならない。内包パラメータ中，1 パラメータが独立変化すると，内包パラメータが一定の値の場合にのみ共存する，系の 3 相中 1 相は，不可避的に消滅する。このようにして，相律の自由度数は，内包パラメータの極大数で表わされ，系の共存相数の減少が起らないで，各パラメータは，相互に独立に変わる。

相律を適用する場合には，系は，いかなる外延パラメータによつても，制約されないことが仮定される。例えば相律が k 成分の均質 (単相) 系に適用される場合には，$n=k+1$ となる。このことは，均質系では，温度および圧力ばかりでなく，全成分の濃度 (1 成分に対する比) が，独立に変わることが可能であることを示している。

系の成分数が決定される場合には，外延変量が可能である。系および相律の独立パラメータの全数に関する結論から明らかなように，独立成分数とは，検討対象にとりあげられる (許容) 変移の場合には，系全体ならびに系の部分の含有量が独立に変わるような化学的組成分数を意味する。このように，成分数は，(1) 系の存在条件によつて許容される系の総組成部分の変化と，(2) 系の存在条件の対象 (領域) において可能となる相と相との間の反応とによつて異なつてくる。相律を適用するためには，成分数の決定を次のように定式化するのが便利である。

系の全可能相の諸組成――可変組成の相を含む――が求められるような化学的組成部分の最小数の組合せ（添加または除去）である。

本論文では，独立成分のみを考慮に入れるときには，簡単にするために，単に成分と名付けられている．成分は独立成分であるから，1成分が他の成分を媒介として生成される反応の可能性は排除される．そのために閉系では，各成分の量は一定である．Gibbs の著作では，成分をこのような独立成分に解している。しかしある学者は，化学的反応を研究する際に，反応に干与する一定組成の各化合物（化学的）を成分と呼んでいる。したがつて反応には，一成分の他成分への転移が含まれる。このように表わされると，閉系内の成分の含有量は，もちろん一定とならない。

単純な例として，水の状態系を検討してみよう。氷，水（液体）および蒸気は，同一組成 H_2O をもち，系全体としては酸素と水素の相関関係は維持されるものとするならば，この系は一成分系であつて，その状態図は第2図で表わされるであろう。たゞし氷の異常な性質を無視するものとする（氷の溶解温度は圧力の増大に伴つて低下し，状態図に示されてある普通の場合のようにあがらない）。しかし現実には，水は酸素と水素とに解離し（さまざまな量），2接触相（'contact face'）に溶解する．接触する水と蒸気あるいは水と氷の組成差は，きわめて僅かで，多くの場合無視され，1成分系とみなされる。しかしこの組成差に留意するならば，系を2成分系とみなすべきである．たゞし与えられた場合の成分数は，系の研究精度によつて異なつてくる．

次に酸素と水素とから水の組成に対応する化学量的関係にある閉系をみてみよう．この場合には，任意の閉系にみられるように，H_2O の与えられた質量状態は，完全に2パラメータで決定されるから，第2図に示されてある T-p 型図表で一義的に表わされるであろう。この場合水素と酸素との比の水組成の可変性は，系の2相および3相状態にだけ現われるか，相組成が系の全組成で決定される1相状態にはみられない。閉系における水の組成の2成分性は，2相状態の帯状線が，氷，水（液状），蒸気の1相領域の間にともに現われる関係で第2図では状態図を変える。この帯の狭い温度領域内では，2相――組成が若干異なる――の共存が可能である．そのうえ圧力一定の下で，温度が変わると，相組成およびその質量比に一定の変化が誘導されるであろう。事実上相律によれば，2成分および2相の下では，自由度2になる。2相状態は，T-p 図表のある場（field）を満足させるはずである。そのうえ任意の T と p とは，相成分の一定の濃度に対応し，閉系の下では1相の一定の質量比の下でのみ可能である。2成分系における1相状態は，相律によれば，自由度3である（$n=k+2-\phi=4-1=3$）。しかし2成分系における独立パラメータの総数は，4（$fin+fex=k+2=4$）に等しいから，2成分の質量が与えられている閉系では，独立変化は，2内包パラメータ（T と p）の関係だけで可能である．したがつて外延パラメータで制約される系に対しては，相律は，独パラメータの総数の法則を組合わして用いる必要があることが明らかとなる。

平衡系の自由度数は，系の内包パラメータ値と結び付いている方程式のパラメータ数を，系のパラメータの総数から減じて求められる．方程式 5）の項が系の不完全平衡のために減少すると，自由度数が対応的に増大する．例えば，以下において，相の圧力パラメータ（孔隙溶液が他相の圧（造岩鉱物）と区別される場合について検討しよう。例えば，$p^{\alpha}=p^{\beta}$ の1条件がなくなると，$n-k+3-\phi$ の形態が求められる．すなわち自由度数は対応的に増大する．自由度数は，本論文でとりあげないが，表面張力，電気力およびその他の諸力が働く場合にも増大する。

4. 状態の諸要因と系の型態

系の平衡状態は，系内であらゆる可能な自然過程（自動的）が流れ，その結果として，系の全部分に対して対応全内包パラメータの平衡が成立する場合にのみ達成される．このような状態は，外界条件が不変の場合には無限に長期間にわたつて保持されるであろう。平衡は，このこ

とを基礎において，しばしば次のように規定される。すなわち平衡は，時間的に変わらず，その上に不変性が系に対してなんらかの外的過程(現象の流れ)によつて誘導されないような系の熱力学的状態である。

しかし平衡状態は，自然にとつて非本質的な非可動性の場の状態と選択的に結び付いている。内部平衡状態または，変化過程にある系において可能である。できる限り平衡に近い状態はこのためには，系存在の内部条件の変化が系内の内包パラメータが均衡化されるよりも緩慢に発生することが必要とされる。すなわち系の内部条件の変化に引き続いて，与えられたモーメントの内部条件に対応する平衡状態が成立することが必要である。もちろんこのような状態は，限界状態においてのみ可能である。したがつて平衡の成立速度を無視する場合には，自然現象を図式化して表わされる。緩慢な過程を記載する際には，"平衡的""準静的"と呼ばれる。平衡状態の下では，パラメータの有限量 (単純系の $k+2$) のみが，独立値をもつから，単純な変化平衡系では，$k+2$ パラメータだけは，相互に独立に変わり，残余の全パラメータは，それと従属函数的関係にある。したがつて平衡の指標は，静態でなく，系 (変系が可能な) の熱力学的諸パラメータと一定の相関関係を示すものである。

変動の平衡状態と非平衡状態との主要な区別は，前者の平衡状態が，系の履歴，すなわち先行状態に依存しないで，与えられた時間モーメントにおける熱力学的独立パラメータの極小量 $(k+2)$ 値によつてのみ左右される。しかし後者(非平衡状態)は，先行状態および時間成分，すなわち系の形成履歴にも依存する。

静止状態と平衡状態とは異なる。静止状態は，時間(一定の内的過程の flow に基づく)によつて変わらないが，内部パラメータ(温度，化学ポテンシャル等)勾配——静止過程の flow を誘導する——が系に存在するために非平衡状態になる。

実系では，一定の存在条件によつて常に支配される。そのために，独立パラメータと従属パラメータとの分離は，任意に発生しないが，系の存在条件によつて許容される過程の特性に依存する。系の実独立パラメータは，系の平衡因子，または状態因子と呼ばれる。したがつて平衡または状態因子は，系内の過程とは独立に互いに変わるとともに，平衡状態にある残余の全熱力学的パラメータを決定するような実系の熱力学的パラメータである。自然系の研究では，平衡因子の成立は，重要な問題となる。例えば普通の変成作用の下では，温度と圧力とは，内部条件で決定され，変成岩類からなる各地層の組成と独立に変わるとともに，そのなかで行なわれる個々の反応に左右されない。したがつて温度および圧力は，変成作用下の平衡因子である。

与えられた系の平衡因子数に含まれるような，系の内包パラメータ(T, p, μ_i 等)は内部条件の名称によつてまとめられる。例えば等温，等圧系 T と p では，内媒質(系の内部存在条件)の温度と圧力とが表わされる。他方において，状態の外延因子(系の体積，熱容量，成分の質量)は，一般に系の初期状態によつて決定されるか，あるいはその状態に依存して保持される。

次に系の型を平衡因子の組合せによつてまず分類しよう。さらに型を分類するのには，定数指標によるかまたは系の平衡因子の可変度によれば可能である。しかし熱力学では，平衡または非平衡問題を検討する際に，状態の恒常因子のみが意義をもつてくる。すなわち状態変化因子をもつ平衡系では，非平衡状態から平衡状態への移行は，系の状態因子が一定の値の場合に与えられた各モーメントで完成されることが許容されるからである。変化状態因子をもつ系における平衡条件は，恒常因子をもつ系の平衡条件に完全に帰着させられる。

熱力学では，最も意義のあるのは，主熱力学的パラメータのみが含まれる系の因子数の系である。この系は，(6) 方程式の系の内エネルギーで表わされる。

$$U=TS-pV+\mu_a n_a+\cdots\cdots+\mu_k n_k. \qquad 6$$

系の平衡因子数に，エネルギー式のパラメータの各共役対から1パラメータが含まれるならば，キャノン的(間接に当る)と呼ばれるような系では，熱力学的ポテンシャルが容易に形成される。このことは，主熱力学的系キャノンの意義を明らかにする。閉系中では，次のような因子があげられる。

因子 S, V——等容，等エントロピー系
S, p——等圧，等エントロピー系
T, V——等温，等容系
T, p——等温，等圧系

各閉系の平衡因子数には，各 k 成分の質量またはモル数も含まれる。したがつて系の総平衡因子数は $k+2$ に等しくなる。

系の平衡因子となる成分，質量またはモルは，中性と名付けられるであろう。閉系では，全成分は不活性であるが，独立成分の質量は一定である。開系では，不活性成分の質量は，独立変化を蒙る。しかし開系組成中には，質量とともに，系の平衡因子となるような成分，化学的ポテンシャル(またはその他の内包パラメータ)も含まれる。このような成分は“全移動性”，対応系は，全移動成分をもつとそれぞれ呼ばれる。

モデルとして，一定組成の溶液で満されている広大な容器と半浸透膜によつて隔てられたA系を考えてみよう。この種容器(B)は，系の中に含まれないが，A系に対して“内媒質”とみなされる。溶媒，溶液の成分，溶液の浸透する膜に対しては，膜を媒介とする拡散によつてA系とB容器(外媒質)との間に平衡が成立するものとしよう。すなわち対応化学的ポテンシャルの平衡が成立するものとしよう。容器の大きさが充分大きい場合には，容器とA系との相互作用は，実際上容器の溶液組成に反映しないであろう。したがつて系の平衡状態は，膜を通つて拡散する成分の“全移動性”成分の化学的ポテンシャルと事実上に依存しないであろう。この化学的ポテンシャルは，A系の平衡因子となるであろう。この大きさは，“外的媒質”条件，すなわち容器Bの溶液組成で決定されるが，系Aの内的過程に左右されない。系A内における全移動成分の量は，他のパラメータ，例えば不活性成分の量 膜を浸透しないもの)，他の全移動成分，系の温度と圧力とに依存するであろう。同時に，不活性成分に対しては，量の独立変化が可能であるが，その化学的ポテンシャルとしては，量ならびに系Aの他の平衡因子に依存する。このような現象が最も明らかとなるのは，系Aの平衡因子が一定，すなわち不活成分の量と全移動成分の化学的ポテンシャルが一定の場合である。しかし一般的にいえば，すべてのこの種平衡因子の変化を伴なう平衡過程が可能である。この場合には，系A内における不活性成分量の独立変化と，全移動成分が外的媒質Bの過程を犠牲にして行なう化学的ポテンシャルの独立変化を伴なう。

この種の人工モデルに近似の場合は，海底における岩石の変化(海底風化)である。海水に緩慢に，かつ少量溶解した珪酸塩岩石の成分は，溶液に移行する量が無視できる程度であるから，不活性成分とみなすことができるであろう。他方において，海水の H_2O, K_2O と Na_2O は，岩石と容易に相互作用を行なう。そのため変成，生成物中のこの種成分の化学的ポテンシャルは拡散により，海水組成によつて左右される水準に維持される。したがつて，この種成分類は，海底風化殻帯上部の全移動成分として表わされるであろう。地殻では，さらに複雑な条件がみられる。拡散性充塡交代作用の場合には，岩石頭と，割れ目に沿つて流れる上昇溶液との間に相互作用が働く。この場合には一定の交代作用が割れ目に沿つて形成される。各帯では拡散し易い成分に対しては，化学的ポテンシャルの平衡が岩石帯と循環(上昇)裂罅溶液との間に成立する(全移動成分の場合)，移動度の低い成分では化学的ポテンシャルは，循環裂罅溶液の大きさに依存しないが，端初量(溶液)に左右される。したがつて成分は不活性である。全移動成分は，帯から帯へ割れ目に近付くと増大するが，不活性成分は減少し，ここでは触れないが，交代作用帯理論から明らかなように交代帯と交代帯とには明確な境界面が形成される。

たとえ平衡過程の下では，一般には系の全平衡因子は変化しても，非平衡状態から平衡状態へ移行する場合には，常に次のようなことが考えられる。すなわち移行は，平衡因子が一定の場合，したがつて系内では不活性成分量が一定であるとともに，全移動成分が系内で一定の場合に達成，完成される。たゞし全移動成分量は，この場合には従属的変化を受ける。

平衡過程では，各成分は，不活性成分かまたは全移動成分である。しかしこの種の平衡因

子数は，限られているから，成分の集まりに含まれるかまたは化学的ポテンシャルの一部を構成する。しかし平衡過程の中間的な(過程)場合には，このような挙動は不可能である。平衡過程の下では，量の緩慢な変化，すなわち，ある種の移動は，不活性成分に対しては可能である。全移動成分に対しては，その量の変化はなんらの障害を伴なわずに発生する。このような状態が起きると，系と外部媒質との間のこの種成分の化学的ポテンシャル平衡に直ちに乱れが生じ，あたかも不活性成分の集まりが，かならず存在しないような状態を示す。実系では，平衡過程に対して近似的なものに出会うように，成分の全移動挙動に対しても近似的な挙動にのみ出会する。

平衡因子が内エネルギーの式 (6) に含まれていないパラメータで表わされる系(非キャノン様式) が可能である。このような系の熱力学的ポテンシャルは，単純な式をもつていない。とくに重要な意味をもつのは，全移動成分をもつ系であつて，その系の平衡因子のなかには，化学的ポテンシャルとともに，1つの相(孔隙溶液)内における全移動成分の濃度が含まれる。例えば，全移動性成分の拡散転移が発生する系では，成分の化学的ポテンシャルの平均化が拡散によつて誘導されるから，平衡が達成された場合には，系の全移動成分の化学的ポテンシャルは，外的媒質におけるポテンシャル値で決定される。このような系は，拡散交代作用現象のモデルとなる。しかし岩石の浸透性交代作用の場合には，孔隙溶液の flow が起こり，この種循環溶液の組成は，被交代作用地域の反応と無関係に，外的条件によつて決定される。したがつて浸透性交代作用の下では，溶液の全移動成分の実濃度は，系の平衡因子となる。しかし全移動性成分の化学的——ポテンシャルは，孔隙溶液の濃度ばかりでなく，他の要因，とくにある種の不活性成分の与えられた全移動成分の活性度係数に影響を及ぼしうる——系の含量にも左右される。したがつて浸透性交代作用過程の場合には，系の内部の全移動成分の化学的ポテンシャルは，外的媒質の化学的ポテンシャルと異なる。したがつて浸透(交代作用)現象は，拡散現象と本質的に異なつたものである。空気が自由に流通する下で行なわれる難揮発性物質，例えば鉄・マンガン化合物の焙焼実験では，被焙焼化合物内の酸素の含量(質量)は変わる。たゞし空気の分圧定数に左右される蒸気の分膨張度 (partial elasticity) は保持されるものとする。この場合には，化学的ポテンシャルおよび酸素の容積濃度は，温度の変化に関連して変わつてくる。こゝでは，酸素は，鉄・マンガンの不活性挙動に比して，全移動性挙動を示す。

したがつて，おのおの全移動成分と平衡系の1つの内包因子，すなわち化学的ポテンシャル蒸気分圧か，系の相におけるこの種成分の濃度か，いずれか1つの因子とに結び付く。各不活性成分は，外延平衡因子，すなわちこの成分の質量あるいはモール量と結び付く。

さらに次のような系を想像してみよう。この系内では，平衡因子数には，温度 (T と S) または機械的状態 (p と V) を直接特徴付けるパラメータを欠く。例えば，1系成分系は，量，容積，圧で特徴付けられるであろう。この場合系の温度または熱容量は，系の与えられた体積の下ではそれに対応する圧をもつように制御されるはずである。このような系は，人工的に制御する場合には可能であるが，天然では，このような系は存在しないようである。したがつて以下においては，とりあげない。

Gibbs の相律を様々な系に適用する際には，平衡因子が任意数の下で，相の極大数を求める問題が，まず興味があるであろう。任意(系の性質関係において偶然的なもの)とは，独立変化ある範囲が系の相の量的変化を誘導しないような平衡因子数を意味する。したがつて系の一定の内部状態に対応する平衡因子の相関関係数は除外される。相律の自由度数 n は，相関，独立内包パラメータの極大数を表わすし，その数は，任意数が $n \gg fin$ ならば，系の平衡内包因子数 (fin) より小さくならないであろう。こゝから任意の内的条件の下での相律は，次のようにして求められる。

$\phi = k+2-n < k+2-fin$. しかし $fin+fex=k+2$ (こゝで fex は，外延平衡因子の数を表わす)である限り $\phi < fex$ となる。すなわち任意の内的条件の下では，系内の相数は，平衡外延因子数以上にならないであろう。

変成作用またはある種の交代作用の下では，温度および圧は，ある種の成分の化学的ポテンシャルのように内的条件として与えられている．したがつて普通の変成作用は，T, p, n_a, ‥, n_e, μ_f, ‥‥‥, μ_k, の平衡因子をもつ系としてモデル化される。こゝで a, ‥‥‥, e は，不活性成分，k_i は数を，f, ‥‥‥, k は全移動成分を，k_m は数をそれぞれ表わすものとする。外延因子に対しては，不活性成分の含有量のみが干与する。したがつて $\phi \leqslant k$, すなわち鉱物の極大蓋然数は不活性成分数に等しい．$\phi \leqslant k$ の相関関係は，Gold-Schmidt が鉱物学的相律の名称で始めて導入したものである。われわれは，現在不活性成分と移動性成分とに区別し，与えられた型態における相律の適用を，鉱物系の一定のグループ，主として固有の変成系に限りたい。

岩石の圧力が外的条件で決定されるならば，岩石の体積は，条件の変化過程に左右されるから一定とならない。交代作用過程は，被置換岩石の体積変化を伴なわずに進行する。(Lindgren の交代作用の下における岩石体積の不変の法則) この場合平衡因子は圧力でなく，不変に留まる岩石の体積である。平衡因子は，造構過程等で割れ目の形成に伴なつて変わるからである。交代作用の下での岩石の圧力は，従属パラメータとなり，置換反応に依存して変わつてくる。孔隙溶液圧は，一時一定であつて，造岩鉱物の圧と異なる状態を示す。平衡因子の総数は，岩石圧と孔隙溶液圧とが異なるので，単位あたり，$k+3$ にまで増加する。しかし前述の普通の変成作用の場合のように，孔隙溶液の体積を度外視するならば，平衡因子数は $k+2$ まで減少する。このように，普通の拡散，交代作用過程では，平衡因子は，T, V, n_a, ‥‥, n_e μ_f, ‥‥, μ_k, であるが，浸透交代作用の下では，T, V, $P_{\text{ж}}$, n_a, ‥‥, n_e, C_f, ‥‥, C_{k-1} となる。こゝでは V ―交代作用を受けた岩石の総体積，n_a, ‥, n_e ―不活性成分数，$P_{\text{ж}}$ ―孔隙溶液圧，C_f ‥‥ C_{k-1} ―溶解岩石の全移動成分の濃度を示す．両者の場合1単位あたりの平衡外延因子数は，不活性成分数より大きいから，単位あたりの鉱物の極大数は，不活性成分数を上廻る．すなわち $\phi \leqslant k_i+1$ となる。孔隙溶液の溶媒の役割を果す水は，成分数に含まないとするならば，普通の拡散，交代作用下での状態因子は，T, V, $P_{\text{ж}}$, n_a, ‥‥, n_e, μ_f, ‥‥, μ_k の組合せで表わされるとするならば，浸透，交代作用の組合せは，T, V, $P_{\text{ж}}$, n_a, ‥, n_e, C_f, ‥, C_k となる。

したがつて交代作用は，一般には一定の体積の下で起こるならば，単位あたりの共生鉱物の極大数は，不活性成分数を超えることになる。このことは次のことを表わしている。交代作用の下では，一全移動成分を含む鉱物が生成され，溶液から沈殿するか，または，岩石の総容積が変わらないから，残余の鉱物類の置換によつて起こる体積変化の度合に依存して溶解する。

マグマ過程では，圧は，外的条件で決定されるが，温度は，エントロピーまたはマグマの熱容量および晶出作用過程の進行度に左右されるが，外的条件に依存しない。したがつてマグマ系の外延平衡因子数には，不活性成分の含有量，およびエントロピーまたは系の熱容量を含む。したがつてマグマ過程は，普通の交代作用のように $\phi \leqslant k_i+1$ となる。共存相数には，k_i 数の鉱物とマグマ――再結晶されるかまたはハリを生じる――を含む。

系の種々の部分における内包パラメータが異なるときには，全体としての系は，非平衡状態となり，外的条件が一定の場合でも，安定状態を維持できなくなる。すなわち温度差は，物体の拡散が起こり，圧力差は，機械的移動を，化学的ポテンシャル差は，物体の拡散を誘起する。少なくとも，全非平衡系の下で相関関係の均衡が部分的に実現されるであろう。

拡散液で形成された物質と熱とをもつ全静態系をみてみよう。このような系の各点では，温度および成分の化学的ポテンシャルは，一定の値をもち，点から点へ変化する。次に基細胞領域内では，内包パラメータ値の差異が無視されるような小基細胞の全系を考えてみよう。静態系のこのような基容積細胞は，一定の温度と拡散成分の一定の化学的ポテンシャル値とで特徴付けられる。系は静態であるから，とりあげられる各基細胞領域には，結局熱力学的平衡が成立する場合であることは，当然考えられるであろう。したがつてこのような場合にはパラメータ間には，一定の相互的連関が成立する。全体として不均衡な系は，取りあげられた各基細胞領域では平衡状態となるであろう。このような系に対しては，モザイック，平衡という名称が提唱されている。

モザイック平衡に関する表象は，ある種の非静態的に変化する非平衡系に拡張できるであろう。まずこのような系を(基)細胞領域の総和に分ける。これは，各細胞領域内の内包パラメータの差異が無視されるようにするためである。静態系と異なって，各細胞領域内における内包状態因子の値は，時間成分に左右されるであろう。時間の成分の変化が相当急速にすゝむならば，相関関係の平衡成立は状態因子が変化するので時間的にみて達成されないであろう。したがつて相関関係の平衡は，基細胞的領域内でもまもられないであろう。しかし状態因子の変化過程が緩慢に経過するならば，基細胞的領域内では，相関関係の平衡は成立し，状態因子の変化があるにもかゝわらず，維持されるであろう。このように，全体として不均衡で，非可逆的，非静態的変化過程を受ける系は，ある場合，各細胞的領域では，平衡状態となり，モザイック，平衡も成立するであろう。

天然の鉱物生成過程を研究する場合には，天然過程は，一般的には非平衡系のみが可能となるから，当然非平衡系のみに出会するであろう。例えば，縁脈状拡散性交代作用は，割れ目を伝わつて循環する溶液および両隣の孔隙溶液の成分の化学的ポテンシャル差によつて発生する。浸透性交代作用は，溶液が岩石に吸収されて発生する。したがつて原初岩石は平衡状態を失う。変化岩石中では，温度勾配と，導入，導出成分の化学ポテンシャル勾配とが発生する。

交代作用を受けた岩石の鉱物組成が著しく規則的なのは，交代作用系が明らかに不均衡であるにもかゝわらず，熱力学的平衡が鉱物の生成に本質的な役割を示すことを裏付けている。モザイック，平衡の概念，すなわち基細胞的領域の平衡は，この矛盾を解明し，天然過程の物理，化学的モデル化の可能性が与えられる。この平衡概念を変成，交代過程に適用する際に，モザイック平衡を許容することは，孔隙溶液の各浸透点が，周辺岩石の鉱物と化学的平衡状態にあるとともに，孔隙溶液の組成変化が周辺岩石の組成の迅速変化を招くことを仮定することを意味する。各細胞的領域内における孔隙溶液と周辺岩石との完全平衡は，もちろん交代作用過程理論の成立の可能性が与えられる限界的な場合を代表するものである。このような限界領域に移行しなければ，過程の熱力学的モデルをつくるのは，不可能である。

5. 可逆(平衡)過程

天然の過程は不可逆過程であるが，可逆過程は，内包パラメータの無限小の勾配(差)で完成され，そのうえ無限小の速度で進行する天然過程の限界領域でのみ考えられる。可逆(平衡)過程では，系の均衡状態は乱されない。現実の過程は，限界領域のように可逆過程に近づく。1つの状態から他の状態への系の可逆的移行が行なわれる際には，エントロピーの増加は，極小であるが，系が完成する有効仕事量は，任意の不可逆移行の場合に比較して極大となる。状態変移のエネルギー効果は，可逆的過程の場合には，容易に算出される。これによつて，理論的熱力学に対する可逆過程が明らかになる。

可逆過程は，平衡因子の可逆変化過程と，一定の平衡因子の下での可逆過程とに分けられるであろう。

第1の場合には，平衡因子は変る。しかしこの場合には，内部系とその界面とでは，内包パラメータ値に端勾配 (end gradient) が出現しないほどに緩慢に，変化が起こるはずである。例えば，温度上昇を伴なう熱系の伝導する際には，熱源は，系の温度上昇に引き続いて温度(熱原)上昇を伴なう温度——系の温度とは無限小の差を示す——をもつことが必要とされる。さらにこの場合，系の内部では，加熱下での温度勾配は，無限小となるはずである。同様に，ある種成分の含有量と化学的ポテンシャルの可逆的上昇は，系の内部およびその界面で化学的ポテンシャルの無限小の勾配を伴なうはずである。

一定の平衡因子の下での可逆過程は，平衡系がある種の移行状態にある場合にのみ可能である。すなわちこゝで問題となることは，平衡系の平衡状態の諸因子が，任意の相互に独立の変数の場合には，系内でいかなる可逆過程も不可逆過程も明らかに不可能であることである。このような系での相数は，外延平衡の因子数を超えない。しかし内包平衡因子が連続的に変わり，

相関関係的意義をもつてくる場合には，系内では，新しい1相あるいは数相の形成を伴なう反応が始まる．この転換 flow の過程で，系の相の総和が外延平衡因子数を超えない場合 $\phi \gg fex$; $n < fin$ には，系の状態は不確定となる．系の平衡因子の組合せは変わる．すなわち現実に相関的な内包平衡因子数は減少するが，外延平衡因子数（発生する新相数にあたる）は対応的に増加する．各相が一定の量となるには，系の外延平衡因子数が，相数よりも少なくならないことである，すなわち各相の量は外延パラメータで表わされるからである．しかし古い相を犠牲にして進行する新しい相の生成過程は，先在平衡因子をもつ系の変移状態とみなすことができるであろう．内包平衡因子が連続的に変わる場合には，変移状態の存在は，瞬時的存在となり，一定の値の内包平衡因子の除去によつて2,3の相の消滅が起こる．さらに系の変化は外延平衡数を越えない相数の下で行なわれる．平衡因子が一定の値の下での可逆平衡過程は，平衡系が不確定変移状態の場合にのみ可能であつて，相数は，平衡外延因子数を超える．このことから，単純単離（isolated）平衡系では，いかなる可逆過程も不可能であることが考えられる。この種系では，外延平衡因子平衡は $k+2$ であるから，任意の完全平衡系では，平衡因子数は $k+2$ 数に限定され，外延平衡因子数を超えることは不可能であるからである（Korzhinskii 1949）．

例として，1相系の図表をみてみよう（第2図）。系の状態を決定する平衡因子数として，量，温度，圧力をとり，後者は，外的条件によつて与えられるものとする。任意の外的条件の下では，このような系の状態は，1相であつて，完全に決定される。外的条件が連続的に変わるなれば，例えば温度が上昇すると，第2図の1変系線に対応する温度および圧力の結合が実現する．同時に安定な2相となる．2相状態の下では，外的条件は，系の状態を完全に決定しないであろう。すなわち系内の2相の量的相関関係は，附加外延パラメーター——与えられた変移温度および圧力の下での総体積または熱容量——によつて左右されるからである。圧力，温度が一定の際の，系のこのような変移状態は，可逆過程，例えば，熱の可逆的吸収と体積変化とを伴なう液体の沸騰または凝固を実現するであろう。

6. さまざまな型の系に対する熱力学的ポテンシャルの結論

状態函数とは，独立変数の各組合せにことつてまつたく明白な意味をもつ熱力学的パラメータに基づく函数をいう。

熱力学における特性函数とは，熱力学的パラメータに依存する状態の函数をいい，この種偏導函数はパラメータによつてそれぞれ熱力学的パラメータを表わしている。

熱力学的ポテンシャルは，平衡因子一定の系で可能な全可逆過程の下で，エネルギーがダイメンションをもち，かつ減少するような特性函数からなるものをいう．平衡過程または平衡状態では，極小値になる．系の平衡因子が一定の場合に達成される過程での，ポテンシャルの減少量は，この過程で，周辺媒質の系によつて実現される極大仕事量に等しい．したがつてポテンシャルは，系のポテンシャル，熱力学的エネルギーで表わされる。天然の不可逆過程では，ポテンシャル・熱エネルギー系は，Q 熱量が同時に新たに形成されるに伴なつて減少する。熱量 Q' への潜在エネルギーの転移は，過程の自然発生性の必要条件を示している．したがつて系の潜在熱力学的エネルギーの完全利用，すなわち Q' 熱量の発展を伴なわずに，系内での極大仕事量の獲得による潜在エネルギーの減少は，無限小の速度をもつ可逆過程の抽象化でのみ可能である。

系のさまざまな型は，平衡因子のさまざまな組合せをもつているから，さまざまなポテンシャルに対応している．すなわち各ポテンシャルは，一定の平衡因子の函数であるからである．

ポテンシャル値によれば，平衡条件が容易に確認されるとともに，系のさまざまな型に対する主熱力学的方程式が誘導される。

最初には，系のさまざまな型のポテンシャルの数学的面を検討し，次でそのポテンシャルのもつ物理的意義を明らかにしよう。

U 系の内部エネルギーは，（6）方程式により，次の型の積の総和で表わされる。

$$U=\sum_1^s t_iX_i \tag{8}$$

したがつて(2)式により，

$$dU=\sum_1^s t_idX_i, \tag{9}$$

こゝで $t_1,\cdots\cdots,t_s$——内包パラメータ，$X_1,\cdots\cdots,X_s$——外延パラメータ，s——独立変数(一般には $s=k+2$) である。各積 t_iX_i は，エネルギーダイメションをもつている。系の生成に対しては，系の占める体積——負の値——を考えるべきである。系の行なう仕事は，正の符号をもち，系の体積の減少を伴なう〔$-pdV=pd(-V)$〕，正の大きさとみなす系の体積の一般的な規定によれば，系の内部機械的エネルギーは，負の値——$tX=-pV$ 種に対応する——を意味することになるであろう。

内部エネルギー U は独立変数 $X_1,\cdots\cdots,X_s$ の特性函数であり，そのうえ全微分方程式の性質により次のようになる。

$$\frac{\partial U}{\partial X_1}=t_1,\cdots\cdots,\frac{\partial U}{\partial X_s}=t_s,$$

いわゆる "Legendre 変換" を行なうと，独立変数の他の組合せによつて左右される他の特性函数の級数が求められる。すなわち任意の外延パラメータは，それと共役する内包パラメータ t_i の独立変数として置き換えられるであろう。$U(X_1,\cdots\cdots,X_s)$ から函数 $W(t_1,\cdots\cdots,t_m,X_{m+1},\cdots\cdots,X_s)$ へ移すためには，U から，m 積の $\sum_1^m t_iX_i\,(m\leqslant s)$ の総和を減じると次式が求められる。

$$W=U-\sum_1^m t_iX_i \tag{10}$$

したがつて

$$W=\sum_{m+1}^s t_iX_i. \tag{11}$$

(8)と(10)式に留意すると，次式が求められる。

$$dW=dU-\sum_1^m(t_idX_i+X_idt_i)=-\sum_1^m X_idt_i+\sum_{m+1}^s t_kdX_k. \tag{12}$$

W が $t_1,\cdots\cdots,t_m,X_{m+1},\cdots\cdots,X_s$ の特性函数であることを確認するためには，次式を証明することが必要である。

$$-X_1=\left(\frac{\partial W}{\partial t_1}\right)_{t,\ x};\cdots\cdots;\ -X_m=\left(\frac{\partial W}{\partial t_m}\right)_{t,\ x};\ t_{m+1}=\left(\frac{\partial W}{dX_{m+1}}\right)_{t,\ x};\cdots\cdots;$$

$$t_s=\left(\frac{\partial W}{\partial X_s}\right)_{t,\ x} \tag{13}$$

(各導函数は，1函数を除き，与えられた函数のすべての独立変数 $t_1,\cdots\cdots,t_m;\ X_{m+1},\cdots\cdots,X_s$ を一定とおいてとられる。) 熱力学のコースでは，このような証明は，誘導されないで，このような函数の変換を媒介として求められたものが，特性函数であることが明らかなものとして直接とられている。しかし，多数のパラメータ(全移動性成分を伴なう系にポテンシャルを誘導する場合，に Legendre 転換を拡張するから，変換規定の条件を明らかにするために，(13)方程式を証明することが有効であろう。こゝでは，例えば Fikhtengolts の解析学で与えられているような Legendre 変換の普通の証明法を多成分系に適用することにする。しかし多成分系の証明に必要な変形を加えたものを用いる。

方程式(10)の両側を微分すると

$$W=U-\sum_1^m t_iX_i \tag{10}$$

X_r, 次いで W は，$t_1,\cdots\cdots,t_m,X_{m+1},\cdots\cdots,X_s$ パラメータ項の函数としてみなされるから，この変数を媒介として X_r の従属変数となる。この組合せの他の変数を不変として，上述の組合せの変数の1つについてとられた偏導函数は例えば $\left(\frac{\partial W}{\partial t_i}\right)_{t,\ x}$ を $t,\ x$ の指数と名付け

る。この組合せの全変数を不変として，$x_1, \cdots\cdots, x_s$ 変数の1つについてとられた偏導函数は，例えば $\left(\frac{\partial t_i}{\partial x_r}\right)_x$ を x の指標と名付ける。この場合には，$i \neq k$, $\frac{\partial X_r}{\partial X_r}=1$ の場合には，もちろん $\left(\frac{\partial X_i}{\partial X_r}\right)_x=0$ となる。すなわち $\left(\frac{\partial U}{\partial X_r}\right)_x=t_r$ である。

$r \leqslant m$ とおいて X_r について微分すると次式が得られる。

$$\sum_{i=1}^{m}\left(\frac{\partial W}{\partial t_i}\right)_{t,\,x}\cdot\left(\frac{\partial t_i}{\partial X_r}\right)_x=\left(\frac{\partial U}{\partial X_r}\right)_x-\sum_{i=1}^{m}\left(\frac{\partial t_i}{\partial X_r}\right)X_i-t_r=-\sum_{i=1}^{m}\left(\frac{\partial t_i}{\partial X_r}\right)_x X_i. \quad (14)$$

$m < r \leqslant s$ の場合には次式が求められる。

$$\sum_{i=1}^{m}\left(\frac{\partial W}{\partial t_i}\right)_{t,\,x}\cdot\left(\frac{\partial t_i}{\partial X_r}\right)_x+\left(\frac{\partial W}{\partial X_r}\right)_{t,\,x}=t_r-\sum_{i=1}^{m}\left(\frac{\partial t_i}{\partial X_r}\right)_x X_i. \quad (15)$$

r の値が1から m まで変われば，(14)型方程式の m が求められる。さらに r 値が $m+1$ から s まで変われば，15 型の方程式——すべての s 方程式——$(s-m)$ がさらに求められる。この s 行列式には，$\left(\frac{\partial W}{\partial t_i}\right)_{t,\,x}(i=1, \cdots\cdots, m)$ の m 値 $\left(\frac{\partial W}{\partial X_r}\right)_{t,\,x}(r=m+1, \cdots\cdots, s)$ 値の $(s-m)$ すべての S 行列——(14) と (15) とは1次階の方程式となる——が含まれる。Kramer の方程式を使用すると明らかになるように，この方程式の解の定義条件により，一定の値の要素(係数)からなる行列式の零の不等式が求められる。すなわち

$$\begin{vmatrix} \frac{\partial t_1}{\partial X_1}, \cdots, \frac{\partial t_m}{\partial X_1}, & 0,\ 0, \cdots, 0 \\ \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \\ \frac{\partial t_1}{\partial X_m}, \cdots, \frac{\partial t_m}{\partial X_m}, & 0,\ 0, \cdots, 0 \\ \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \\ \frac{\partial t_1}{\partial X_{m+1}}, \cdots, \frac{\partial t_m}{\partial X_{m+1}}, & 1, 0, \cdots, 0 \\ \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \\ \frac{\partial t_1}{\partial X_s}, \cdots, \frac{\partial t_m}{\partial X_s}, & 0,\ 0 \cdots,\ 1 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} \frac{\partial t_1}{\partial X_1}, \cdots, \frac{\partial t_m}{\partial X_1} \\ \cdots\cdots\cdots \\ \cdots\cdots\cdots \\ \frac{\partial t_1}{\partial X_m}, \cdots, \frac{\partial t_m}{\partial X_m} \end{vmatrix} \neq 0 \quad (16)$$

行列式の最初の列は，s に等しいが，m まで減少し，次で，右行の $s-m$ では，全要素は零に等しくなる(ただし，1単位に等しい各行の1要素を除く)。

(16) 条件が満足されるならば，方程式系は，一定の解をもち (13) 方程式で与えられる唯一の解である。このことは，(14, 15) の方程式にこの解を入れると容易に確認される。このようにして(16)条件が満されるならば，$m \leqslant s$ の値では任意の $t_1, \cdots\cdots, t_m, X_{m+1}, \cdots\cdots, X_s$ 変数の特性函数となることが証明される。

この種誘導式では t_i X_i パラメータ対の番号付け列は任意である。したがつて内的エネルギー U を Legendre 変換すれば，新しい特性函数が求められ，U 函数の任意の外延状態因子，——明らかに任意成分の量を含む——は，それと共役する内パラメータの状態因子として置き換わる。

(16) の定義の条件値を検討してみよう。このために，$X_{m+1}, \cdots\cdots, X_s$ パラメータが一定の場合の外延パラメータ $X_1, \cdots\cdots, X_m$ に対応する微分に従属する $t_1, \cdots\cdots, t_m$ 内包パラメータの微分方程式を表わす方程式系を求めると，次のようになる。

$$\begin{aligned} dt_1&=\frac{\partial t_1}{\partial X_1}dX_1+\frac{\partial t_1}{\partial X_2}dX_2+\cdots+\frac{\partial t_1}{\partial X_m}dX_m \\ &\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \\ dt_m&=\frac{\partial t_m}{\partial X_1}dX_1+\frac{\partial t_m}{\partial X_2}dX_2+\cdots+\frac{\partial t_m}{\partial X_m}dX_m. \end{aligned} \quad (17)$$

m 方程式からなるこの系では，$dt_1, \cdots, dt_m$ は任意に与えられた値とみなし，$dX_1, \cdots, dX_m$ は一定の値となる。1次方程式の理論から知られるように，この方程式の結合条件としては一定の値の係数からなる行列式の零不等式(16条件)である。この条件が満されるならば，$dt_1, \cdots, dt_m$ の微分は，相互に独立の値をもち，$dX_1, \cdots, dX_m$ の外延パラメータの一定の

微分に対応するであろう（$X_{m+1}, \cdots, X_s$ が不変の場）この条件が満されないで，そのうえ行列式(16)が零に等しいとするならば，方程式(17)は，両立しない。すなわち $dt_1, \cdots, dt_m$ の微分は，互いに無関係とならないから系の自由度数 n は，変換系の内包平衡因子数 m より小さくなる（$n<m$）。

$n=k+2-\phi$ 相律式と $fin+fex=k+2$（fin 系の状態内包因子数，fex 状態外延因子数）式とを比較すると，次式が求められる。

$$n-fin=fex-\phi. \tag{18}$$

したがつて $\phi>fex$ のときには $n<fin$ となる。このようにして系の相数は，平衡外延因子数より大きいならば，(16)の限定条件は満されないから，偏導函数 $\frac{\partial W}{\partial t_i}$ は，不定となる。

系内の相数は，平衡外延数を超えない間は，系の状態は，その因数とそれの偏導函数（ポテンシャル）を完全に決定する。状態の内包因子が変り，系において限定された値の場合には，新しい相の形成とともに，変換が始まり，そのうえ相の総数は，変換過程において，外延数を超える。この場合系の状態は，その状態因子によつて完全に決定されない。変換が完了しない間は，系の自由度数は，内包因子数より小さい（$n<fin$）。したがつて他の因子が不変の場合には，内包因子中の1因子の変化も不可能である。そのために，偏導函数 $\left(\frac{\partial W}{\partial t_i}\right)_{t,\,x}$（$i=1, \cdots, m$）は，その意味を失う。すなわち不変量の導函数に変換する。この種導函数は，この変換で不連続性に変化する。これは，内包因子と共役の外延因子 $X_1, \cdots, X_m$ は，変換過程でその値が変るからである。たゞしあらゆる平衡因子が不変とする。

$$\frac{\partial W}{\partial t_i}=X'_i\,(t_i<t_i^0)\,;\quad \frac{\partial W}{\partial t_i}=\text{非限定}\,(t_i=t_i^0);\quad \frac{\partial W}{\partial t_i}=X_i''\quad (t_i>t_i^0),$$

$i=1, 2, \cdots, m$；t_i^0－変換によつて求められた t_i の値

単純な例としては，等容，等圧の，1成分閉系であつて，固相－液相－気相系型（第2図）の T, p, n_a 状態因子を伴なうものをみてみよう。このような系のポテンシャルは，$Z=U-TS+Vp=\mu_a n_a$ 函数であり，$dZ=-SdT+Vdp+\mu_a dn_a$ である。系は，1つの外延状態因子のみをもつから，任意の外的条件の下では，1相のみが安定となるであろう。このような場合には，系は状態因子と $Z-S=\frac{\partial Z}{\partial T}$；$V=\frac{\partial Z}{\partial p}$；$\mu_a=\frac{\partial Z}{\partial n_a}$ 函数の偏導函数で決定される。

外的条件が変わるものとすると，ある種の T, p 値では，2相が発生する（例えば固相が熔融する）。2相の存在下の系の状態は，それに対して取りあげられる状態因子で決定されない。導函数 $\frac{\partial Z}{\partial T}$ と $\frac{\partial Z}{\partial p}$ とは，独立に変わらないから不定となる。T, p とが与えられた値の場合には，この偏導函数は，不連続性に変わる。この場合には，変換前でも，後でも外延因子 S, V はさまざまな値をもつているからである。他方において，内包パラメータ μ_a は，変換過程において，限定された不変の値を保つ。この場合には成分の化学的ポテンシャルは2相に対して等しいからである。$Z=\mu_a n_a$ が変換過程で変わらないのは当然である。すなわち $dT=dp=dn_a=0$ の可逆変換では $dZ=0$ 式に一致するから，変換過程での不変は，上述の微分方程式から追跡される。

平衡状態に対しては，Legendre 変換で内部エネルギーから誘導されるすべてのポテンシャル函数が，極小値にとられることを立証するためには，非補償熱に関する表象によるのが有効である。

温度 T の外的媒質の系から求められる熱量を dQ で表わすと，周知のように次のようになる。すなわち可逆過程では $dS=\frac{dQ}{T}$，非可逆過程では $dS>\frac{dQ}{T}$ となる。

最後の不等式の代りに次のようにかける。

$$dS=\frac{dQ}{T}+\frac{dQ'}{T}\quad \text{または}\quad dQ=TdS=dQ', \tag{19}$$

こゝで $dQ'=0$ は可逆過程を，$dQ'>0$ は，非可逆過程を表わすものとする。dQ' は，クラウジウスが誘導し，非補償熱と呼ばれる値を示す。熱量の増分は，零に等しいか（可逆過程）

あるいは正(非可逆過程)となるが，どんな場合にも負の値にならない．この熱量は，非可逆過程，すなわち系のポテンシャル・エネルギーが熱に転換するために発生する熱量である。このことは，"非補償" 熱で誘導されるエントロピーの増分についても，対応的にいえる。

$$dS=d_eS+d_iS$$

$$d_eS=\frac{dQ}{T};\quad d_iS=\frac{dQ'}{T} \tag{20}$$

こゝて dS は，周辺媒質の熱交換に基づくエントロピー d_eS の変化と，系内の非可逆過程による新たな熱の形成に基づく d_iS エントロピーの増分を構成する，エントロピーの総増分とを表わしている。

閉系では，内部エネルギー U の増分は，吸収熱差と系の行なう仕事量に等しい。

$$dU=dQ-pdV.$$

(19)方程式を適用すると

$$dU=TdS-pdV-dQ'.$$

対応的に，開系では，可逆過程に対して有効な主方程式 (2) の代りに，非可逆過程の場合には次式が求められる。

$$dU=TdS-pdV+\sum_i\mu_idn_i-dQ'. \tag{21}$$

可逆過程 $dQ'=0$ および(21)方程式に対しては，(2)と同一となる。(21) 方程式を微分する際には，全内包パラメータが不変と仮定する．すなわち可逆過程 $(dQ'=0)$ として系の形成過程をみなすから，以前の方程式が求められる。

$$U=TS-pV+\sum_i\mu_in_i. \tag{6}$$

(21)方程式から，状態因子 S, V, n_i が不変の場合には，次のことが明らかである。

$$dU=-dQ'.$$

したがつて全非可逆過程 $(dQ'>0)$ $dU<0$ の場合には，内部エネルギーは減少する。しかし可逆過程 $dQ'=0$ の場合，すなわち平衡に達する系では，S, V, n_i : $dU=0$ 等が不変の場合には内部エネルギーは極小値をもつている。

内部エネルギー(方程式(6)と(21))に Legendre 変換式 ((10)～(12)方程式)を適用すると，一般に知られている特性函数が求められる。

$$U=f(S,\ V,\ n_a,\cdots,\ n_k)=TS-pV+\sum_a^k\mu_in_i \tag{6'}$$

$$dU=TdS-pdV+\sum_a^k\mu_idn_i-dQ' \tag{21}$$

$$F=f\ (T,V,n_a,\cdots,\ n_k\ )=U-TS=-pV+\sum_a^k\mu_in_i \tag{22}$$

$$dF=-SdT-pdV+\sum_a^k\mu_idn_i-dQ' \tag{23}$$

$$H=f(S,\ p,\ n_a,\ \cdots,\ n_k)=U+pV=TS+\sum_a^k\mu_in_i \tag{24}$$

$$dH=TdS+Vdp+\sum_a^k\mu_idn_i-dQ' \tag{25}$$

$$Z=f\ (T,\ p,\ n_a,\cdots,\ n_k\ )=U-TS+pV=\sum_a^k\mu_in_i \tag{26}$$

$$dZ=-SdT+Vdp+\sum_a^k\mu_idn_i-dQ'. \tag{27}$$

さらに類似の変換によつて，全移動成分をもつ系に対する特性函数が求められる。(Korzhinskii 1949, 1956)

$$U_0=f(S,\ V,\ n_a,\cdots,\ n_e,\mu_f,\cdots,\mu_k)=U-\sum_f^k\mu_f n_f=TS-pV+\sum_a^e\mu_i n_i \quad (28)$$

$$dU_0=TdS-pdV+\sum_a^e\mu_i dn_i-\sum_f^k n_f d\mu_f-dQ' \quad (29)$$

$$F_0=f(T,\ V,\ n_a,\cdots,n_e,\mu_f,\cdots,\mu_k)=U_0-TS=-pV+\sum_a^e\mu_i n_i \quad (30)$$

$$dF_0=-SdT-pdV+\sum_a^e\mu_i dn_i-\sum_f^k n_f d\mu_f-dQ' \quad (31)$$

$$H_0=f(S,\ p,\ n_a,\cdots,\ n_e,\mu_f,\cdots,\ \mu_k)=U_0+pV=TS+\sum_a^e\mu_i n_i \quad (32)$$

$$dH_0=TdS+Vdp+\sum_a^e\mu_i dn_i-\sum_f^k n_f d\mu_f-dQ' \quad (33)$$

$$Z_0=f(T,\ p,\ n_a,\cdots,\ n_e,\ \mu_f,\cdots,\ \mu_k)=U_0-TS+pV=\sum_a^e\mu_i n_i \quad (34)$$

$$dZ_0=-SdT+Vdp+\sum_a^e\mu_i dn_i-\sum_f^k n_f d\mu_f-dQ'. \quad (35)$$

F 函数は，等容，等温ポテンシャル，または自由エネルギー，H は，等圧，等エントロピーポテンシャル，熱容量，エンタルピーと名付ける。Z は，等圧，等温ポテンシャルまたは Gibbs のポテンシャルを表わす。O の文字は，ポテンシャルが全移動成分をもつ開系に属することを意味する。

dQ' 項は，全ポテンシャルの微分方程式中に残る。したがつて対応独立変数値(平衡因子)が不変の全非可逆過程 ($dQ'>0$) に対しては，各ポテンシャルは減少する。例えばこの変数の微分が0に等しい場合に，$T,\ p,\ n_a,\cdots,\ n_e,\ \mu_f,\cdots,\ \mu_k$, が不変であれば，(35) 方程式から，次のようになるには，$dZ_0=-dQ'$, Z_0 このような系はすべて考えられる平衡状態の非可逆過程では減少し，可逆過程 $dQ'=0$ 系では，極小値に達する。

状態因子が不変の際の与えられた系のポテンシャル減少現象は，ポテンシャルの対応上昇を伴なう他系の化学的または機械的仕事の遂行に利用できるであろう。相互作用過程が可逆的に進行する際の限界領域では ($dQ'=0$) には，与えられた系のポテンシャルの減少は (状態因子が不変の場合には)，外的媒質で系の遂行する極大仕事量に相当する。

このようにして，各函数 $U,\ F,\ H,\ Z,\ U_0,\ F_0,\ H_0,\ Z_0$ は，状態因子の対応組みに特徴的な函数である。この函数は，状態因子不変の場合に進行する全非可逆過程では減少する (そのうえ函数の減少は極大仕事量に相当する)。この性質は，状態因子の対応組みをもつ系の熱力学的ポテンシャルとして，この種函数をみなす基礎が与えられる。

こゝで以前に行なつたように，誘導されたポテンシャルの物理的本質を詳しく検討しておくことは有効である (Korzhinskii 1949)。

平衡系の内部エネルギーは，次の方程式で表わされる。

$$U=TS-pV+\mu_a n_a+\cdots+\mu_k n_k. \quad (6)$$

非平衡系では，系のさまざまな部分における $T,\ p,\ \mu_a,\cdots,\ \mu_k$ 内包パラメータは，さまざまな値をもつている。いま系を r 部分に分割し，各部分(きわめて接近しているものとする)は，$T,\ p,\ \mu_i$ の一定の値で特徴付けられるものと仮定する。この場合には，系の総内部エネルギーは，あらゆる部分のエネルギーの総和で表わされる。

$$=\sum_r TS-\sum_r pV+\sum_r\mu_a n_a+\cdots+\sum_r\mu_k n_k \quad (36)$$

$$dU=\sum_r TdS-\sum_r pdV+\sum_r\mu_a dn_a+\cdots+\sum_r\mu_k dn_k. \quad (37)$$

内部エネルギーは，項の総和の形で表わされるから，各項はエネルギーのダイメンションをもつていることになる。したがつて記述の便宜を考えて，$\sum_r TS$ を等エントロピー系の熱エネルギ

一，負の記号をもつ $\sum_r pV$ を等容系の内部エネルギー，$\sum_r \mu_i n_i$ を i の不活性成分の化学的エネルギーでそれぞれ表わすことにする。このような術語は，全くなじみのうすい術語であるが，与えられた場合に適している。系の非平衡性は，そのうちの内包パラメータの非平均化を誘導する。非可逆過程は，内包パラメータの平均化側に向かい，各内包パラメータが，系のあらゆる部分において同一値をとるまで進行し，系は平衡状態に達する。各内包パラメータの平均化は，対応エネルギー部分の減少を誘導することは，容易に理解される。例えば成分の要素質量 dn_i^1 が，この成分の一層高ポテンシャルをもつ1つの部分から，同一成分の一層低ポテンシャルの他の部分へ移行する場合に，$\sum_r \mu_i n_i$ 総和増分を受ける。

$$d\sum \mu_i n_i = -\mu_i^1 dn_i^1 + \mu_i^2 dn_i^2 = -(\mu_i^1 - \mu_i^2)\ dn_i < 0$$

（系の部分の内包パラメータの変化は無視する。）

一層高圧 p_1 をもつ部分の dV 体積が増す場合，一層低圧部分を犠牲に行なわれるので，次のようになる。

$$d(-\sum pV) = -(p_1 dV - p_2 dV) = -(p_1 - p_2)\ dV < 0,$$

すなわち内部機械的エネルギー，$\sum pV$ は減少する。このことは，dS エントロピーの要素量が T_1 温度部分から一層低温度部分 T_2 に移行するならば，$d(TS) = -T_1 dS + T_2 dS = (T_2 - T_1) dS < 0$ となる。すなわち等エントロピー系の“熱エネルギー”の減少することと同じである。したがつて S, V, $n_a, \cdots, n_k$ の系の総外延パラメータが不変の条件の下での内包パラメータの全平均化過程は，系の一般内部エネルギーの低下を誘導する。平衡は，与えられた平衡因子の下で考えられる極小内部エネルギーで達成される。エントロピー不変の場合の系では，低下するポテンシャルとエネルギーを媒介として，熱 Q' の外界への放出が起る。

次に，等圧，等温系のポテンシャル，すなわち自由エネルギー F に移ろう。ここでは，平衡因子は，エントロピー S の代りに T である。さらに系のあらゆる部分における温度は，同一であり，外的媒質は与えられているものと仮定しよう。したがつて熱交換の非可逆過程を媒介とする系のポテンシャル，エネルギーの低下は不可能である。しかしその代りに，温度不変の外的媒質との熱交換の可逆過程を媒介として TS 項の変化が可能となる（例えば温度不変で行なわれる熔融，または凝固）。これから，TS 項が等温系のポテンシャル式中になにゆえに含まれていないかは明らかである。ポテンシャルは，状態因子の不変条件の下では，非可逆過程で減少し，可逆過程で不変に留まるような系のエネルギー部分を表わすからである。この点に，ポテンシャル F（自由エネルギー）が内部エネルギーから TS 項を減じて求められる物理的意味が含まれている。

$$F = U - TS = -pV + \sum_i \mu_i n_i.$$

系のあるゆる部分の圧が均衡している際には，この種機械エネルギーの減少は不可能であるが，その代りに圧不変下の体積変化の可逆過程ではこの種変化が可能となるから，このことは，等圧系の移行では，$\sum -pV$ 項（系の内部機械的エネルギー）を除くことが必要となるのと類似している。したがつて等容系から等圧系へ移行する場合には，前者のポテンシャルから，pV 一項を差引くことが必要である。したがつて次のようになる。

$$H = U + pV = TS + \sum_i \mu_i n_i$$

または

$$Z = F + pV = \sum_i \mu_i n_i.$$

全移動成分 $f, \cdots, k$ へ移行する場合には，この成分の化学的ポテンシャルは系のあらゆる部分において平均化し，外界におけるそのポテンシャルは与えられているものと仮定する。このような成分の化学的エネルギー（$\mu_f n_f + \cdots + \mu_k n_k$）の非可逆的変化自体は不可能となる。しかしその代りに，成分のポテンシャルが不変の場合には，この種成分の含量変化を媒介として化学的エネルギーの可逆変化が可能となる。したがつて $f, \cdots, k$ の全移動成分をもつ系の

ポテンシャルは，$\mu_f n_f, \cdots, \mu_k n_k$ 項を含むべきではない。このことは次のような物理的意味にきせられる。すなわち $f, \cdots, k$ の全移動成分をもつ系のポテンシャルは，量が対応的に制約された系のポテンシャルからこの項を控除して求められる。したがつて次のようになる。

$$F_0 = F - \mu_f n_f - \cdots - \mu_k n_k = -pV + \mu_a n_a + \cdots + \mu_e n_e. \qquad (30)$$

このように考察すれば，系のさまざまな型のポテンシャルの物理学的本質に関するきわめて明確な表象が与えられるとともに，それぞれの系に対するポテンシャル像を容易に想起できる。

平衡因子には，全移動成分 μ_f の化学的ポテンシャルの代りに，孔隙溶液 C_f の成分濃度が含まれる開系の熱力学的ポテンシャルは，μ_f と $d\mu_f$ の値が C_f および dC_f で表わすことが可能であれば求められる。この課題は，きわめて複雑で，単純な場合にのみ解くことができるであろう。これは，成分の化学的ポテンシャルの値が与えられている場合には，孔隙溶液の実濃度の値は，溶液の温度，圧力および共存他成分の濃度にも左右されるからである。したがつて孔隙溶液の状態方程式を知ることが必要である。単純な仮定をおいて，この問題の解が Korzhinskii によつて求められている。

ポテンシャル理論の開系への適用例として，拡散性交代作用をモデル化した全移動成をもつ等温，等容系 $(T, V, n_a, \cdots, n_e, \mu_f, \cdots, \mu_k)$，をみてみよう。この系のポテンシャルは次のようである。

$$F_0 = -\sum_r pV + \sum_r \mu_a n_a + \cdots + \sum_r \mu_e n_e. \qquad (30)$$

平衡因子が不変で F_0 の減少する過程は，自動的に実現するであろう。(30)式からは，V, $n_a, \cdots, n_e$ が不変で，そのうえ，外的条件 $(T, \mu_f, \cdots, \mu)$ も不変の場合には，自動進行過程は，極小低圧で，かつ不活性成分の極大化学的ポテンシャル相を媒介とする極大圧と不活性成分の極小化学的ポテンシャル相の形成と成長とからのみなつている。最も興味がある場合は，全成分系が完全移動を行なう場合である。すなわち全成分の化学的ポテンシャルは外的条件として与えられるときである。この場合には，平衡因子数には，1箇の外延パラメータ V が含まれているから，任意の外的条件では，安定なのは1相のみである。(30)の系のポテンシャル式を簡単化すると $F_0 = -\sum pV$ となる。全量 V が不変で，平衡条件 F_0 =極小であることに留意するならば，この式から，次のことが明らかとなるであろう。すなわち与えられた外的条件の下で，化学的ポテンシャル値が，極大圧 p を発展させることができるような相は，安定しているといえよう。給養流動溶液または含気体溶液との接触条件で，増大(圧)して晶出相を生み出す圧は，晶出作用圧と名付けられるであろう。鉱物の晶出作用圧は，鉱物組成の化学的ポテンシャルと鉱物中における含量との定函数である。孔隙溶液の与えられた組成の下では，高晶出作用圧をもつ鉱物類は，孔隙溶液の任意の組成の下で極大晶出作用をもつ1鉱物が残るまでは，低晶出作用圧の鉱物類を犠牲において，それを溶解しながら成長する。このような現象は，交代作用性置換の最終階梯の単鉱物性を明らかにしている。

7. 熱力学的ポテンシャル方法による主熱力学的相関関係に関する結論について

熱力学的ポテンシャル方法は，ポテンシャル式により，すべての主熱力学的相関関係が容易に誘導されるからとくに価値がある。

まず全微分方程式の次の性質を考慮に入れるべきである。$W = f(x, y, z)$ とおけば，全微分方程式 W の値は次のように表わされる。

$$dW = \frac{\partial W}{\partial x} dx + \frac{\partial W}{\partial y} dy + \frac{\partial W}{\partial z} dz.$$

反対に $dW = adx + bdy + cdz$ は，独立変数 x, y, z により W 函数の全微分方程を表わすことが知られているならば，次のように書くことができる。

$$a = \frac{\partial W}{\partial x}\ ;\quad b = \frac{\partial W}{\partial y}\ ;\quad c = \frac{\partial W}{\partial z}\ .$$

そのほかに全微分方程式の式中における係数の接合微分 (crossed differentiation) を媒介として相関関係が求められる。

$$\frac{\partial a}{\partial y}=\frac{\partial b}{\partial x};\quad \frac{\partial c}{\partial x}=\frac{\partial a}{\partial z};\quad \frac{\partial b}{\partial z}=\frac{\partial c}{\partial y}.$$

状態因子 $T, p, n_a, \cdots, n_e, \mu_f, \cdots, \mu_k$ をもつ系を例としてとろう。このような系の熱力学的ポテンシャルは，系の化学的エネルギーとして解釈できる $Z_0=\mu_a n_a+\cdots+\mu_e n_e$ 函数で表わされる。全微分方程式は，次のようになる。

$$dZ_0=-SdT+Vdp+\mu_a dn_a+\cdots+\mu_e dn_e-n_f d\mu_f-\cdots-n_k d\mu_k. \qquad 35$$

全微分方程式の特性に基づくと，

$$\frac{\partial Z_0}{\partial T}=-S;\quad \frac{\partial Z_0}{\partial p}=V;\quad \frac{\partial Z_0}{\partial n_a}=\mu_a;\quad \frac{\partial Z_0}{\partial \mu_f}=-n_f, \qquad (38)$$

すなわち系の化学的エネルギーは，圧(温度は変わらないものとする)の増大および系の不活性成分の質量の増加に伴なつて上昇するが，温度の上昇および完全移動成分の化学的ポテンシャル値の増加に伴なつて減少する。したがつてさらに次式が求められる。

$$\frac{\partial \mu_a}{\partial T}=-\frac{\partial S}{\partial n_a}=-S_a;\quad \frac{\partial \mu_a}{\partial p}=\frac{\partial V}{\partial n_a}=V_a;$$
$$\frac{\partial \mu_a}{\partial n_e}=\frac{\partial \mu_e}{\partial n_a};\quad \frac{\partial \mu_a}{\partial \mu_f}=-\frac{\partial n_f}{\partial n_a}. \qquad (39)$$

この方程式では，$\overline{S_a}$ と $\overline{V_a}$ は，partial エントロピーと a 成分体積，すなわち a 成分1モールに相当する S, V を表わしている。この式を利用すると，T, p と不活性成分の化学的ポテンシャルとの相関関係が次のように求められる。ただし他の平衡因子は不変とする。

$$d\mu_a=\frac{\partial \mu_a}{\partial T}dT+\frac{\partial \mu_a}{\partial p}dp=-\overline{S_a}dT+\overline{V_a}dp. \qquad (40)$$

気体自体の間で相互作用の働かない理想的な状態の混合物中では，各気体は，温度および分圧 p_i のみに左右されるから，理想気体混合物の各成分 i に対しては，(40) 方程式により次のようになる。

$$d\mu_i=-\overline{S_i}dT+\overline{V_i}dp_i=-\overline{S_i}dT+RT\frac{dp_i}{p_i} \qquad (41)$$

(模式的気体では $pV=RT$ である。)

気相と平衡状態にある液体溶液があるならば，溶液と気体とが，理想気体と溶液との性質をもつている限界領域では，Roouet law により溶液中の成分のモール部分は次のようになる。

$$N_i=\frac{n_i}{n_a+\cdots+n_k}$$

成分のモール部分は，温度が変らないときには，気相の分圧 p_i と比例的に変わる。すなわち $N_i=Kp_i$ である。(41) 式に N_i モール部分を代入すると k 乗数は簡約され，理想溶液の成分が求められる。ただし $dT=0$ とする。

$$d\mu_i=RT\frac{dN_i}{N_i}. \qquad (42)$$

T を不変とおいて積分すると，次式が与えられる。

$$\mu_i=\mu_i^0+RT\ \ln\ N_i. \qquad (43)$$

こゝで μ_i^0 は $N_i=1$ の場合の成分の化学的ポテンシャルを表わす。この種ポテンシャルは，与えられた温度での1成分"純"系相を構成する ($N_i=1$ の場合には，(43) 方程式の第2項は0に変換する)。

(43) 方程式の実溶液に対しては，N_i の実モール部分の代りに，$a_i=f, N_i$ の活性の条件函数で表わされる。こゝで f は活性係数と名付けられる。したがつて

$$\mu_i=\mu_i^0+RT\ \ln\ a_i=\mu_i^0+RT\ \ln\ f\cdot N_i. \qquad (44)$$

成分濃度は，$N_i=\frac{n_i}{n_a+\cdots+n_k}$ の成分のモール部分の代りに，主として容積濃度，すなわち溶液1l あたりの成分のグラム，分子含量を考慮に入れて普通述べられる。$C_i=\frac{n_i}{V}=$

$N_i=\frac{n_a+\cdots+n_k}{V}$。したがつて容積濃度 C_i は，N_i モール部分に近似的に比例する。

温度が不変の場合には，成分の活性度と化学的ポテンシャルとは，1価従属函数的関係にある。そのうえ化学的ポテンシャルの増大は，活性度の増大に対応するから，系の状態と，その外界(媒質)への従属性とを質的に論じる場合には，われわれにとつては両概念は，等価概念である。しかし多くの場合成分のモール部分または濃度概念は，物質系を質的に検討する場合でも，活性度または化学的ポテンシャルの概念と矛盾が起つてくる。すなわちしばしば成分濃度が不変といおても，成分の活性度または化学的ポテンシャルが変るか，またはとくに溶液内における成分の化学的相互作用の合成によつて逆転するからである。浸透性交代作用の場合には，平衡因子のうちには，孔隙溶液の完全移動成分の濃度が，拡散性交代作用の場合には，その代りに化学的ポテンシャルか活性度がそれぞれ含まれることはすでに指摘しておいた[註1)]。

次にわれわれにとつて重要な転移平衡方法をみてみよう。この方法によれば，内包平衡因子と反応の従属性関係を示す式が導入できる。いま，不活性成分 $a,\cdots,e$ および完全移動成分 $f,\cdots,k$ で構成されている物質系が，I状態から II 状態へ転移されるものと仮定し，その場合不活性成分の含量 $a,\cdots,e$ は変らないが，完全移動成分の化学的ポテンシャルおよび T, p は外的条件によつて与えられているものとする。両状態の物質系の等温，等圧の位置エネルギー，$Z_0=\mu_a n_a+\cdots+\mu_e n_e$ が $Z_0^{\mathrm{I}}=Z_0^{\mathrm{II}}$ に等しい場合には，転移反応は，可逆的となるであろう。いま外的条件が変化を受けるとしよう。物質系の2状態間の平衡を維持するためには，外的条件の変化の際に平衡が遵守されることが必要である $(dZ_0^{\mathrm{I}}=dZ_0^{\mathrm{II}})$。(35) 方程式によつて，$dZ^{\mathrm{I}}$ と dZ^{II} 式を展開し，同一因子の項をまとめると，次式が求められる。

$$-(S^{\mathrm{II}}-S^{\mathrm{I}})\,dT+(V^{\mathrm{II}}-V^{\mathrm{I}})\,dp+$$
$$+(\mu_a^{\mathrm{II}}-\mu_a^{\mathrm{I}})\,dn_a+\cdots\cdots-(n_f^{\mathrm{II}}-n_f^{\mathrm{I}})\,d\mu_f-\cdots\cdots=0.$$

次の記号を導入すると，$\Delta S=(S^{\mathrm{II}}-S^{\mathrm{I}})$；$\Delta V=(V^{\mathrm{II}}-V^{\mathrm{I}})$；$\Delta n_f=(n_f^{\mathrm{II}}-n_f^{\mathrm{I}})$

$(\mu_a^{\mathrm{II}}-\mu_a^{\mathrm{I}})\,dn_a$ 型の積では物質系の状態が平衡であるから，乗数 $(\mu_a^{\mathrm{II}}-\mu_a^{\mathrm{I}})=0$ である点に留意するならば，最後に次式が求められる。

$$-\Delta S\,dT+\Delta V\,dp-\Delta n_f\,d\mu_f-\cdots\cdots-\Delta n_k\,d\mu_k=0. \qquad (45)$$

この方程式は，物質系の2状態間に平衡が維持されるためには，すなわち移行反応の可逆性が維持されるためには，内包平衡因子の変化の間にどのような結び付きがあるかを示している。

特定の場合においては，温度および圧力が不変 $(dT=dp=0)$ とすれば，(45) 式から次式が誘導される。

$$\Delta n_f\,d\mu_f+\cdots\cdots+\Delta n_k\,d\mu_k=0. \qquad (46)$$

この方程式は，結晶学的相に適用されると不変組成の物質系が発生する $(n_f,\cdots,n_k$ 値が $\mu_f,\cdots,\mu_k$ に左右されないとする)ような場合に積分できる。積分すると，次式が与えられる。

$$\Delta n_f\mu_f+\cdots\cdots+\Delta n_k\mu_k=\mathrm{Const}, \qquad (47)$$

これは，質量作用の法則の1型態を示すものである。この方程式の $\Delta n_f,\cdots,\Delta n_k$ は固相における成分含量の変化を表わすが，$\mu_f,\cdots,\mu_k$ は，この移動性成分の化学的ポテンシャルを表わす。

質量作用方程式において，化学ポテンシャルを活性度に変えるためには，方程式(44)が利用される。活性度に左右されない全項を移してから，右辺において，対数の総和を変函数の積に変えると(47)式の代りに，質量作法則の一層一般的な形態が求められる。

$$a_f^{\Delta n_f}\cdot a_g^{\Delta n_g}\cdots a_k^{\Delta n_k}=\mathrm{Const}'. \qquad (48)$$

理想型に近い溶液では，活性度の代りに，モール部分または比濃度，あるいは容積濃度がとられる。

$$C_f^{\Delta n_f}\cdot C_g^{\Delta n_g}\cdots C_k^{\Delta n_k}=\mathrm{Const}''. \qquad (49)$$

註1)　地質調査所月報，第8巻，第10号，p.　　参照

(46)～(48)方程式の例として，次に反応式を検討してみよう。

$$3Al_2SiO_5+3SiO_2+(K_2O)+2(H_2O)=2KH_2Al_3Si_3O_{12}$$

紅柱石　石英　　白雲母

この方程式では，岩石中のアルミナおよびシリカの含量は反応の際変らない場合を考えに入れている。すなわち両者は，孔隙溶液と母岩との相互作用を媒介として，水および酸化カリウムの含量が変わる際には不活性である。K_2O および H_2O は完全移動成分である。この反応では，K_2O に対する Δn は 1，H_2O では 2 にあたる。したがつて (46) 方程式を適用すると，

$$d\mu_{K_2O}+2d\mu_{H_2O}=0\ ;\quad d\mu_{K_2O}:\ \mu_{H_2O}=-2.$$

(47) および (48) 方程式の白雲母の組成が変らないものとすると，

$$\mu_{K_2O}+2\mu_{H_2O}=\mathrm{Const}'\quad \text{または}\quad a_{K_2O}\cdot a^2_{H_2O}=\mathrm{Const}''$$

紅柱石・石英および白雲母間に平衡が維持される条件の下で，化学的ポテンシャルの変化または移動成分の活性度との相関関係が求められる。

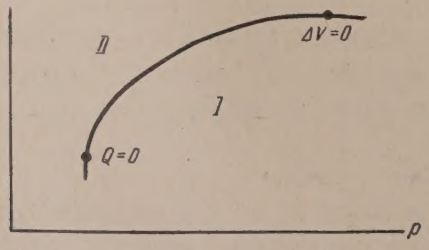
全独立成分 $\Delta n_i=0$ の閉系，または全移動成分，$d\mu_f=0$ の開系の場合の反応をみてみよう。両者の場合には，(45) 方程式以下のように変わる。

$$-\Delta S dT+\Delta V dp=0.$$

こゝで ΔS は，所与の温度の下での反応行程におけるエントロピーの変化を意味している。したがつて I 状態から II 状態へ移る場合に吸収される熱量を Q で表わすならば，$\Delta S=\frac{Q}{T}$ となる (熱力学で一般に用いられているように，反応によつて遊離される熱量が Q で推定される)。これを置き換えると普通の形の Clausiws Clapeyron 方程式が求められる。

$$\frac{dT}{dp}=\frac{T\Delta V}{Q}. \qquad (50)$$

$p-T$ 図表 (第 3 図) に対しては，I 安定状態の領域と II 状態の領域とを分割する 1 変系平衡曲線の傾きの接線角がこの方程式で求められる。安定状態の移行は，温度 (T) 容積 (ΔV) および移行反応の熱効果 (Q) によつて左右される。(50) 方程式からみられるように，熱効果 $Q=0$ の場合の温度および圧力の下では，平衡曲線は T 軸と平行な垂直方向となる。しかし $\Delta V=0$ の容積効果に対しては，平衡曲線は p 軸に平行 (第 3 図では水平) な方向性を示すはずである。



第 3 図　熱効果 Q，容積効果 ΔV によつて異なつてくる $T-p$ 図の反応平衡線の傾きを示す図

地質調査所月報　第10巻第12号　目次

報　文

木曾山地北部の非変成古生層ならびに領家変成岩原岩の堆積相についての考察
舞鶴付近のいわゆる“夜久野岩類”について
石狩炭田空知背斜地域の白堊系，とくに上部蝦夷層群の堆積について
仁淀川水系電源開発ダム地点土木地質調査報告
宮崎県耳川上流地域の荒廃状況と上椎葉貯水池の堆砂

概　報

秋田県黒川油田北方の有孔虫化石群集の分布について

資　料

外的条件と鉱物組成の相関関係

地質調査所への連絡は

本　　所	神奈川県川崎市久本町（溝の口）135番地　電話 (701) 1146～1148番 (721) 4291～4293番
東京分室	東京都新宿区河田町8番地　電話 (341) 7131～8番
北海道支所	北海道札幌市南1条西18丁目　電話（3）5574番
仙台駐在員事務所	仙台市柳町通り28番地　(仙台通産局内)　電話（3）2306番
名古屋駐在員事務所	名古屋市東区長塀町（名古屋通産局内）電話（4）6416番
大阪駐在員事務所	大阪市東区杉山町1番地　電話 (94) 3052番
広島駐在員事務所	広島市基町1番地（広島通産局内）電話（2）1945番
四国駐在員事務所	高松市鍛冶屋町4の16（竹内ビル内）電話 高松 5681番
福岡駐在員事務所	福岡市北浜町2丁目19番地(通産省福岡合同庁舎内) 電話（2）6743番

昭和34年11月25日　印　刷
昭和34年11月30日　発　行

著作権所有　工業技術院地質調査所

印刷者　向　喜久雄
東京都品川区上大崎3の300
印刷所　一ツ橋印刷株式会社
東京都品川区上大崎3の300

U. D. C. 55 (05)

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

Vol. 10 NOVEMBER 1959 No. 11

CONTENTS

K. Watanabe: Some Contributions to the Flood and Land Conservancy Investigations from the Geologic Points of View for the Source Area of the River Oi, Shizuoka Prefecture 1 (941)

N. Obara: Geologic Inspection of the Dam Sites Remained far in the Source Region of the River Oi, Shizuoka Prefecture 17 (957)

K. Komura: Preliminary Notes on Bedded Cupriferous Pyritic Deposits in the Central Region of the Kii Peninsula (No. 1) 23 (963)

K. Komura: Preliminary Notes on Bedded Cupriferous Pyritic Deposits in the Central Region of the Kii Peninsula (No. 2) 31 (971)

M. Yamada: Report on the Chromite Deposits in the Sekinomiya District, Hyōgo Prefecture 39 (979)

I. Homma, S. Takagi, S. Furuya & Y. Tamura: Electrical Prospecting for the Ground Water in the Eastsouthern Part of Gumma Prefecture 55 (995)

T. Otaki & T. Matsuda: Gravity Survey at the Southern Part of Ariake-kai and Mitsuse District, Nagasaki Prefecture 61 (1001)

N. Fujii: On the Chijiwa Silica-stone Deposits, Nagasaki Prefecture 71 (1011)

化学 35.10 技術

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

地 質 調 月
Bull. Geol. Surv. J.
Vol. 10, No. 11, 1959